

Российская академия наук  
Отделение наук о Земле  
Комиссия по изучению четвертичного периода  
Геологический институт КНЦ РАН

# КВАРТЕР ВО ВСЕМ ЕГО МНОГООБРАЗИИ. ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ, ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

---

ТОМ 2 (Л-Я)

Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода  
Апатиты, 12-17 сентября 2011 г.

---



Апатиты  
Санкт-Петербург  
2011

УДК 551.7/8  
К32

Редакторская группа  
О.П. Корсакова и В.В. Колька (ответственные редакторы), Л.Д. Чистякова

Утверждено к печати Ученым советом Геологического института Кольского научного центра РАН

**К32** **Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований:** Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12-17 сентября, 2011 г.). В 2 т. / Рос. акад. наук, Отд. наук о Земле, Комиссия по изуч. четвертич. периода, Геологический ин-т КНЦ РАН; отв. ред. О.П. Корсакова и В.В. Колька; – Апатиты; СПб, 2011. – Т. 2. (Л–Я). – 352 с. : ил.

ISBN 978-5-91918-124-8 (Том 2)

ISBN 978-5-91918-122-4

Двухтомный сборник содержит материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода «Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Представлены результаты исследований по теоретическим и практическим вопросам стратиграфии, геохронологии и палеогеографии четвертичного периода, палеонтологического выделения биоценозов, геохронологической и стратиграфической корреляции биот, экологии, четвертичной геоморфологии и неотектоники. Значительное внимание уделено вопросам седиментологии, генетическим типам четвертичных отложений, полезным ископаемым, обсуждаются геологическая история древнего человека, природные и антропогенные катастрофы.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов, изучающих события четвертичного периода.

УДК 551.7/8



VII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода проводится при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ грант 11-05-06064-г), Отделения наук о Земле РАН, Геологического института КНЦ РАН

ISBN 978-5-91918-124-8 (Том 2)  
ISBN 978-5-91918-122-4

© Геологический институт Кольского научного центра РАН, 2011  
© Коллектив авторов, 2011

Russian Academy of Sciences  
Department of Earth Sciences  
Commission on Quaternary Period Research  
Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences

# THE QUATERNARY IN ALL OF ITS VARIETY. BASIC ISSUES, RESULTS, AND MAJOR TRENDS OF FURTHER RESEARCH

---

VOLUME 2

Proceeding of the VII All-Russian Quaternary Conference  
Apatity, September 12-17, 2011

---



Apatity  
Saint-Petersburg  
2011

UDC 551.7/8

Editorial Staff

P. Korsakova, V.V. Kolka (Editors-in-Chief)

L.D. Chistyakova

**The Quaternary in all of its variety. Basic issues, results, and major trends of further research.** Proceedings of the VII All-Russian Quaternary Conference (Apatity, September 12-17, 2011). In 2 Volumes / Russ. Acad. Sci., Depart. of Earth Sci., Commiss. on Quaternary Period Research, Geological Institute KSC RAS; O.P. Korsakova, V.V. Kolka (Edit.-in-Chief). – Apatity; St Petersburg, 2011. – Vol. 2. 352 p.

ISBN 978-5-91918-124-8 (Volume 2)

ISBN 978-5-91918-122-4

The two-volume edition presents proceedings of VII All-Russian Quaternary Conference «The Quaternary in all of its variety. Basic issues, results, and major trends of further research». Highlighted are results of research of theoretical and practical issues of the Quaternary stratigraphy, geochronology and palaeogeography, palaeontological identification of biocenoses, geochronological and stratigraphical correlation of biota, ecology, Quaternary geomorphology and neotectonics. Much attention is paid to the issues of sedimentology, genetical types of the Quaternary deposits and minerals. Discussed is the geological history of ancient man, natural and anthropogenic disasters.

The book is topical for specialists studying the Quaternary events.



VII All-Russian Quaternary Conference is sponsored by the Russian Fund of Basic Research (RFBR Grant 11-05-06064-r), Department of Earth Sciences RAS, and Geological Institute KSC RAS

ISBN 978-5-91918-124-8 (Volume 2)

ISBN 978-5-91918-122-4

© Geological Institute KSC RAS, 2011

© Authors, 2011

**ОРГАНИЗАТОРЫ  
VII ВСЕРОССИЙСКОГО СОВЕЩАНИЯ  
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА**

Российская академия наук  
Геологический институт Кольского научного центра РАН  
Отделение наук о Земле  
Комиссия по изучению четвертичного периода

**ОРГКОМИТЕТ**

**ПРЕДСЕДАТЕЛЬ**

**Ю.Л. Войтеховский**, директор Геологического института КНЦ РАН

**ЗАМЕСТИТЕЛИ ПРЕДСЕДАТЕЛЯ**

**В.В. Колька**, к. г.-м. н., Геологический институт КНЦ РАН

**Ю.А. Лаврушин**, д. г.-м. н., Геологический институт РАН

**УЧЕНЫЙ СЕКРЕТАРЬ**

**О.П. Корсакова**, к.г.н., Геологический институт КНЦ РАН

**ЧЛЕНЫ ОРГКОМИТЕТА**

академик РАН **Леонов Ю.Г.** (ГИН РАН), академик РАН **Матишов Г.Г.** (ММБИ КНЦ РАН), академик РАН **Митрофанов Ф.П.** (ГИ КНЦ РАН), академик РАН **Федонкин М.А.** (ГИН РАН), **Андреичева Л.Н.** (ИГ, Коми НЦ УрО РАН), **Арсланов Х.А.** (С-ПбГУ), **Астахов В.И.** (С-ПбГУ), **Борисов Б.А.** (ВСЕГЕИ), **Волкова В.С.** (ИНГГ, СО РАН), **Даувальтер В.А.** (ИППС КНЦ РАН), **Евзеров В.Я.** (ГИ КНЦ РАН), **Лаврова Н.Б.** (ИГ Карельский НЦ РАН), **Николаева С.Б.** (ГИ КНЦ РАН), **Романенко Ф.А.** (МГУ), **Рыбалко А.Е.** (ФГУНПП «Севморгео»), **Семенова Л.Р.** (ВСЕГЕИ), **Субетто Д.А.** (РГПУ им. Герцена), **Судакова Н.Г.** (МГУ), **Тарасов Г.А.** (ММБИ КНЦ РАН), **Чистякова И.А.** (ГИН РАН), **Шелехова Т.С.** (ИГ Карельский НЦ РАН), **Шик С.М.** (МСК)

**ФИНАНСОВАЯ ПОДДЕРЖКА**

Российский фонд фундаментальных исследований (грант 11-05-06064-г)  
Отделение наук о Земле РАН  
Геологический институт КНЦ РАН

СОДЕРЖАНИЕ

<b>Лавров А.С., Потапенко Л.М.</b> СОВРЕМЕННАЯ ГИДРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕТЬ СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ РАВНИНЫ: ХРОНОЛОГИЯ РАЗВИТИЯ . . . . .	20
<i>Lavrov A.S., Potapenko L.M.</i> CONTEMPORARY HYDROGRAPHIC NETWORK OF THE NORTH-EAST OF THE RUSSIAN PLAIN: CHRONOLOGY OF DEVELOPMENT . . . . .	20
<b>Лаухин С.А., Фирсов А.М.</b> НЕКОТОРЫЕ РАЗЛИЧИЯ БОЛЬШИХ И МАЛЫХ МЕЖЛЕДНИКОВИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ) . . . . .	23
<i>Laukhin S.A., Firsov A.M.</i> SOME DISTINCTIONS OF BIG AND SMALL INTERGLACIALS (BY WAY OF EXAMPLE OF WESTERN SIBERIA DURING LATE PLEISTOCENE) . . . . .	23
<b>Лаврова Н.Б., Колька В.В., Корсакова О.П.</b> СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ СПЕКТРЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ФАЦИЙ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕР ПОБЕРЕЖЬЯ БЕЛОГО МОРЯ . . . . .	26
<i>Lavrova N.B., Kolka V.V., Korsakova O.P.</i> POLLEN SPECTRA IN THE LITHOLOGICAL FACIES OF LAKE BOTTOM SEDIMENT ON THE WHITE SEA COAST . . . . .	26
<b>Левина Н.Б., Ткаченко В.А., Тюрин В.Н., Лаврович Н.Н., Щепетова Е.В.</b> УРОЧИЩЕ БАРСОВА ГОРА – УНИКАЛЬНЫЙ ОБЪЕКТ ЛЕДНИКОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ТАЕЖНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ СРЕДНЕГО ПРИОБЬЯ . . . . .	28
<i>Levina N.B., Tkachenko V.A., Turin V.N., Lavrovich N.N., Shepetova E.V.</i> BARSOVA GORA IS THE UNICAL OBJECT OF GLACIAL GEOLOGY AND TAIGA VEGETATION IN THE MIDDLE PRIOBIE . . . . .	28
<b>Левитан М.А., Сыромятников К.В.</b> ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ ЛЬДА В ФОРМИРОВАНИИ СОСТАВА СОВРЕМЕННЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА . . . . .	31
<i>Levitan M.A., Syromyatnikov K.V.</i> GEOLOGICAL ROLE OF ICE IN FORMATION OF THE ARCTIC OCEAN RECENT AND QUATERNARY SEDIMENTS COMPOSITION . . . . .	31
<b>Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С.</b> ГРАНИТНЫЕ ПРОТРУЗИИ – РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЙ ФАКТОР АКТИВИЗИРОВАННЫХ УЧАСТКОВ ПЛАТФОРМ И ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ . . . . .	34
<i>Leonov M.G., Przhivalgovsky E.S.</i> GRANITE PROTRUSIONS AS A RELIEF-FORMING FACTOR OF THE ACTIVATED SECTIONS OF PLATFORMS AND MOBILE BELTS . . . . .	34
<b>Леонов М.Г., Эпштейн О.Г.</b> ГЛЯЦИОТЕКТОНИКА И МЕХАНИКА ГРАНУЛИРОВАННЫХ СРЕД . . . . .	37
<i>Leonov M.G., Epshtein O.G.</i> GLACIAL TECTONICS AND THE GRANULATED SUBSTANCE MECHANICS . . . . .	37
<b>Лефлат О.Н., Воскресенская Т.Н.</b> ОЗЁРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПОЗДНЕГО ПЛИОЦЕНА – РАННЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ИССЫК-КУЛЬСКОЙ ВПАДИНЕ . . . . .	40
<i>Leflat O.N., Voskresenskaya T.N.</i> LATE PLIOCENE–EARLY PLEISTOCENE LAKE SEDIMENTS IN HOLLOW D'ISSYK-KUL . . . . .	40
<b>Ликутов Е.Ю.</b> СЛОЖНОСТЬ И РАЗНООБРАЗИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ РЫХЛЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И НОВОЕ В МЕТОДИКЕ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОЛИН МАЛЫХ РЕК СЕВЕРА АМУРО-ЗЕЙСКОЙ РАВНИНЫ, НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ И ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ) . . . . .	43

**Likutov E.Yu.**

COMPLEXITY AND DIVERSITY OF GENETIC INDICATION OF LOOSE FORMATIONS AND NEW THINGS IN THE METHODS OF THEIR IDENTIFICATION (ACCORDING TO THE RESULTS OF RESEARCH OF SMALL RIVERS' VALLEYS OF THE NORTH OF AMUR-ZEYA PLAIN, LOWER AMUR REGION AND WESTERN PRIOKHOTYE . . . . . 43

**Любас А.А., Болотов И.Н., Гофаров М.Ю., Игловский С.А.**

ЛАНДШАФТНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРАВЕРТИНОВОГО КАСКАДА ДРЕВНЕГО ТЕРМАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА УРОЧИЩА ПЫМВАШОР . . . . . 46

**Ljubas A.A., Bolotov I.N., Gofarov M.Y., Iglovskiy S.A.**

LANDSCAPE-GEOLOGICAL CHARACTERISTIC OF TRAVERTINE CASCADE OF THE ANCIENT THERMAL SOURCE OF TRACT PYMVASHOR. . . . . 46

**Магаева Л.А., Устинов М.Т.**

ОЗЕРНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ: НОВООБРАЗОВАНИЯ НА ВЫСОХШЕМ ДНЕ ЮДИНСКОГО ПЛЕСА . . . . . 47

**Magaeva L.A., Ustinov M.T.**

LAKE'S LITHOGENESIS: NEWFORMATIONS ARE ON THE BOTTOM OF THE DRYING UP UDINSKY STREACH . . . . . 47

**Макаренко Г.Л.**

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ТОРФЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ОСНОВЕ СТЕПЕНИ ТРОФНОСТИ . . . . . 49

**Makarenko G.L.**

GENETIC CLASSIFICATION OF PEAT DEPOSITS BASED ON TROPHICITY DEGREE . . . . . 49

**Макаренко Г.Л.**

К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ БОЛОТ НА ОСНОВЕ СТЕПЕНИ ТРОФНОСТИ . . . . . 52

**Makarenko G.L.**

ON THE ISSUE OF CLASSIFICATION OF MIRES BASED ON TROPHICITY DEGREE . . . . . 52

**Макаров В.И., Макарова Н.В., Суханова Т.В.**

НЕКОТОРЫЕ АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ СТРУКТУРНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЛЬЕФА РАВНИННЫХ ОБЛАСТЕЙ . . . . . 55

**Makarov V.I., Makarova N.V., Sukhanova T.V.**

SOME BURNING ISSUES OF A STRUCTURAL INTERPRETATION OF THE PLAIN AREAS RELIEF . . . . . 55

**Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Лаухин С.А., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б., Баранова Н.Г.**

ПЕРВЫЙ ОПЫТ <sup>230</sup>Th/U ДАТИРОВАНИЯ ПОГРЕБЕННЫХ ДРЕВЕСНЫХ ОСТАТКОВ . . . . . 57

**Maksimov F.E., Kuznetsov V.Yu., Laukhin S.A., Zherebtsov I.E., Levchenko S.B., Baranova N.G.**

THE FIRST EXPERIENCE OF THE <sup>230</sup>Th/U DATING OF BURIED WOOD REMAINS . . . . . 57

**Малахов М.И., Горбаренко С.А., Нюрнберг Д., Тидеман Р., Малахова Г.Ю., Риетдорф Я.**

ВАРИАЦИИ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БЕРИНГОВА МОРЯ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 380 ТЫСЯЧ ЛЕТ . . . . . 61

**Malakhov M.I., Gorbarenko S.A., Nurnberg D., Tiedemann R., Malakhova G.Yu., Riethdorf J.**

VARIATIONS OF THE RELATIVE INTENSITY OF GEOMAGNETIC FIELD IN BOTTOM SEDIMENTS OF THE BERING SEA AND NORTH-WESTERN PACIFIC DURING THE LAST 380 KYR . . . . . 61

**Малахов М.И., Горбаренко С.А., Нюрнберг Д., Тидеман Р., Малахова Г.Ю., Риетдорф Я.**

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩИХ ЗАПИСЕЙ ПЕТРОМАГНИТНЫХ И ЛИТОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕРИНГОВА МОРЯ И ВЫСОКОШИРОТНОЙ ОБЛАСТИ ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИЙ КЛИМАТА И СРЕДЫ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ . . . . . 63

**Malakhov M.I., Gorbarenko S.A., Nurnberg D., Tiedemann R., Malakhova G.Yu., Riethdorf J.**

USING HIGH-RESOLUTION RECORDS PETROMAGNETIC AND LITHOPHYSIC CHARACTERISTICS OF THE SEDIMENTS BERING SEA AND HIGH-LATITUDE WESTERN PACIFIC FOR RECONSTRUCTION OF CLIMATE AND ENVIRONMENT IN THE LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE . . . . . 63

**Малозёмова О.В., Нестерова Л.А., Субетто Д.А.**

К ВОПРОСУ О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ОЗЕР ВЕПСОВСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ, ВОСТОК ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ . . . . . 66

<b>Malozemova O.V., Nesterova L.A., Subetto D.A.</b> SOME INFORMATION ABOUT GENETIC CLASSIFICATION OF LAKES OF THE VEPSOVSKY HILL, EAST OF THE LENINGRAD REGION . . . . .	66
<b>Маркова А.К., ван Кольфсхотен Т.</b> СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ФАУНЫ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ВОСТОЧНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРОПЫ: ХРОНОЛОГИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ. . . . .	68
<b>Markova A.K., van Kolfschoten T.</b> MIDDLE PLEISTOCENE SMALL MAMMAL FAUNAS OF EASTERN AND CENTRAL EUROPE: CHRONOLOGY, CORRELATION . . . . .	68
<b>Марсадолов Л.С., Паранина Г.Н.</b> АСТРОНОМИЧЕСКИЙ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ КРИТЕРИИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СЛЕДОВ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА В ДРЕВНИХ МЕГАЛИТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ИЗ ВАЛУНОВ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РОССИИ . . . . .	71
<b>Marsadolov L.S., Paranina G.N.</b> ASTRONOMICAL AND METEOROLOGICAL CRITERIA OF DEFINING HUMAN ACTIVITY TRACES IN ANCIENT MEGALITH ROCK COMPLEXES IN THE NORTH-WEST RUSSIA . . . . .	71
<b>Марченко-Вагапова Т.И.</b> ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ОБНАЖЕНИИ СЛОБОДЧИКОВО В БАССЕЙНЕ Р. ВЫЧЕГДЫ, РЕСПУБЛИКА КОМИ (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ) . . . . .	74
<b>Marchenko-Vagapova T.I.</b> PALYNOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE MIDDLE PLEISTOCENE DEPOSITS IN THE VYCHEGDA RIVER BASIN, THE KOMI REPUBLIC (PRELIMINARY DATA) . . . . .	74
<b>Махнач Н.А.</b> ИЗОТОПНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ( $\delta^{18}\text{O}$ , $\delta^{13}\text{C}$ ) ЧЕТВЕРТИЧНЫХ КАРБОНАТОВ БЕЛАРУСИ И ПОТЕНЦИАЛ ИНДИКАЦИИ ПРИРОДНЫХ ПАЛЕООБСТАНОВОК . . . . .	76
<b>Makhnach N.A.</b> ISOTOPE SPECIALIZATION ( $\delta^{18}\text{O}$ , $\delta^{13}\text{C}$ ) OF QUATERNARY CARBONATES FROM BELARUS AND POTENTIAL OF PALAEOENVIRONMENTS INDICATION. . . . .	76
<b>Машуков А.В., Машукова А.Е.</b> КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ . . . . .	80
<b>Mashukov A.V., Mashukova A.E.</b> THE COMPLEX SURVEY OF QUATERNARY DEPOSITS . . . . .	80
<b>Медведева С.Г.</b> ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ КАЛУЖСКОЙ ОБЛАСТИ . . . . .	82
<b>Medvedeva S.G.</b> QUATERNARY DEPOSITS AND CONSTRUCTION MATERIALS' DEPOSITS IN THE KALUGA REGION . . . . .	82
<b>Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г.</b> РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И КЛИМАТ САХАЛИНА В РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ . . . . .	85
<b>Mikishin Yu.A., Gvozdeva I.G.</b> VEGETATION AND CLIMATE OF SAKHALIN IN THE EARLY HOLOCENE. . . . .	85
<b>Минюк П.С., Борходоев В.Я., научный коллектив проекта</b> ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ СТАДИЙ 6–11 ОЗЕРА ЭЛЬГЫГЫТГЫН (ДАННЫЕ ГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ) . . . . .	87
<b>Minyuk P.S., Borkhodoev V.Ya. and Elgygytgyn Scientific Party</b> INORGANIC GEOCHEMISTRY RECORD OF STAGES 6–11 FROM ELGYGYTGYN LAKE SEDIMENTS (DEEP DRILLING DATA) . . . . .	87
<b>Митяев М.В.</b> ДРЕВНЕБЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ МУРМАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ . . . . .	89
<b>Mityaev M.V.</b> PALAEOSHORELINES ON THE MURMANSK COAST. . . . .	89



<b>Митяев М.В., Герасимова М.В.</b> ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПОТОКИ ВЕЩЕСТВА В ЗАЛИВАХ МУРМАНСКОГО И КАРЕЛЬСКОГО ПОБЕРЕЖИЙ . . . . .	92
<i>Mityaev M.V., Gerasimova M.V.</i> VERTICAL MATTER FLOW IN GULFS ON MURMANSK AND KARELIAN COASTS . . . . .	92
<b>Мозжерин В.В.</b> РУСЛОВАЯ И БАСЕЙНОВАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ СТОКА НАНОСОВ В ФОРМИРОВАНИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ СВИТ РЕК СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ . . . . .	96
<i>Mozzherin V.V.</i> CHANNEL AND BASIN COMPONENTS OF SEDIMENT YIELD IN THE FORMATION OF QUATERNARY ALLUVIAL SUITES OF RIVERS OF THE MIDDLE VOLGA REGION . . . . .	96
<b>Молодьков А.Н., Болиховская Н.С.</b> ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ МЕЖЛЕДНИКОВО-ЛЕДНИКОВЫЙ КЛИМАТИЧЕСКИЙ ПЕРЕХОД (МИС 5/МИС 4) ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ИК-ОСЛ ДАТИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ВОКА НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ФИНСКОГО ЗАЛИВА . . . . .	99
<i>Molodkov A.N., Bolikhovskaya N.S.</i> LATE PLEISTOCENE INTERGLACIAL-GLACIAL CLIMATIC TRANSITION (MIS 5/MIS 4) AS DERIVED FROM PALYNOLOGICAL ANALYSIS AND IR-OSL DATING OF DEPOSITS FROM THE VOKA REFERENCE SECTION, SOUTHEASTERN COAST OF THE GULF OF FINLAND . . . . .	99
<b>Назаров Д.В.</b> ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ . . . . .	102
<i>Nazarov D.V.</i> QUATERNARY SEDIMENTS IN THE CENTRAL PART OF NORTHERN WEST SIBERIA . . . . .	102
<b>Найдина О.Д.</b> ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПОСЛЕЛЕДНИКОВОГО ПОТЕПЛЕНИЯ РЕГИОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ . . . . .	105
<i>Naidina O.D.</i> PALYNOLOGICAL EVIDENCES OF THE POSTGLACIAL WARM EVENT OF THE LAPTEV SEA REGION . . . . .	105
<b>Непоп Р.К., Агатова А.Р., Роднайт Х.</b> НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫХ МЕТОДОВ ПРИ ДАТИРОВАНИИ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА ЧАГАН, ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ) . . . . .	107
<i>Nerop R.K., Agatova A.R., Rodnight H.</i> SOME PROBLEMS OF USING LUMINESCENT METHODS FOR ABSOLUTE DATING OF GLACIAL DEPOSITS (BY THE EXAMPLE OF CHAGAN SECTION, SE ALTAI) . . . . .	107
<b>Никитин М.Ю., Медведева А.А.</b> О ПРЭСНОВОДНЫХ ТРАВЕРТИНОПОДОБНЫХ КАРБОНАТАХ ИЖОРСКОГО ПЛАТО КАК ЕСТЕСТВЕННЫХ МАРКЕРАХ СТРУКТУРНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ . . . . .	110
<i>Nikitin M.U., Medvedeva A.A.</i> FRESHWATER TRAVERTINE-LIKE CARBONATES OF THE IZHORA PLATEAU AS THE NATURAL MARKERS OF THE STRUCTURAL DISLOCATIONS . . . . .	110
<b>Николаева С.Б.</b> СКЛАДЧАТЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА И ИХ ГЕНЕЗИС . . . . .	113
<i>Nikolaeva S.B.</i> FOLD DEFORMATIONS IN LATE PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE CENTRAL PART KOLA REGION AND THEIR GENESIS . . . . .	113
<b>Никонов А.А.</b> МАМОНТ И ЧЕЛОВЕК КАМЕННОГО ВЕКА В СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЕ – К ПОСТАНОВКЕ ВОПРОСА О МИГРАЦИИ В ЗАПОЛЯРЬЕ ЗАПАДНЫМИ ПУТЯМИ . . . . .	116
<i>Nikonov A.A.</i> MAMMOTHS AND MAN OF STONE AGE IN NORTHERN EUROPE -INSIGHT OF A QUESTION ON MIGRATIONS TO EUROPEAN SUBARCTIC BY WESTERN PATHS . . . . .	116

<b>Огородникова Е.Н., Николаева С.К.</b> ФОРМИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В УСЛОВИЯХ ТЕХНОГЕННОГО ЛИТОГЕНЕЗА <i>Ogorodnikova E.N.<sup>1</sup>, Nikolaeva S.K.<sup>2</sup></i> FORMATION OF PRESENT-DAY DEPOSITS IN THE CONDITIONS OF TECHNOGENIC LITOGENESIS	119
<b>Опокина О.Л., Слагода Е.А.</b> СЛЕДЫ КРИОГЕНЕЗА В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЗОВЬЕВ ИРТЫША <i>Opokina O.L., Slagoda E.A.</i> TRACES CRYOGENESIS OF NEOPLEISTOCENE SEDIMENTS THE LOWER IRTYSH	122
<b>Осипова Е.М., Данукалова Г.А.</b> СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ СИМБУГИНО И НОВЫЕ НАХОДКИ МОЛЛЮСКОВ (ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ) <i>Osipova E.M., Danukalova G.A.</i> STRATIGRAPHICAL SUBDIVISION OF THE EOPLEISTOCENE DEPOSITS OF THE SIMBUGINO SITE AND NEW MOLLUSC FINDS (SOUTHERN FOREURALS)	125
<b>Павлова Е.Ю., Дорожжина М.В., Девятова Э.И.</b> ПРИРОДНАЯ СРЕДА И КЛИМАТ ВЕРХНЕПОНОЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ (КОЛЬСКИЙ П-ОВ) В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ (ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗ. ЧУРОЗЕРО) <i>Pavlova E.Yu., Dorozhkina M.V., Devyatova E.I.</i> LATE PLEISTOCENE TO HOLOCENE ENVIRONMENT AND CLIMAT IN THE UPPER PONOY DEPRESSION (KOLA PENINSULA) RECONSTRUCTED FROM POLLEN RECORD OF CHUROZERO LAKE BOTTOM DEPOSITS	128
<b>Панин А.В., Бульярт Ж.-П., Матлахова Е.Ю., Мюррей А., Пахомова О.М.</b> АБСОЛЮТНАЯ ХРОНОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВАЛДАЙСКИХ РЕЧНЫХ ТЕРРАС В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ Р. СЕЙМ <i>Panin, A., Buylaert J.-P., Matlakhova E., Murray A., Pakholova O.</i> ABSOLUTE CHRONOLOGY AND CLIMATIC CONDITIONS OF VALDAI (VISTULIAN) TERRACES FORMATION IN THE MIDDLE SEIM RIVER VALLEY	131
<b>Папина Т.С., Митрофанова Е.Ю., Малыгина Н.С.</b> ВОЗМОЖНОСТИ РЕКОНСТРУКЦИЙ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В МОНГОЛЬСКОМ АЛТАЕ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ЕЖЕГОДНЫХ ЗАПИСЕЙ В ЛЕДНИКАХ И ОЗЕРНЫХ ОСАДКАХ <i>Papina T.S., Mitrofanova E.Yu., Malygina N.S.</i> POSSIBILITY OF RECONSTRUCTION OF CLIMATE CHANGE IN THE MONGOLIAN ALTAI BASED ON ANALYSIS OF ANNUAL RECORDS IN GLACIERS AND LACUSTRINE SEDIMENT	134
<b>Паранина Г.Н.</b> СЕВЕРНЫЙ ЛАБИРИНТ-ГНОМОН: КОМПАС, ЧАСЫ, КАЛЕНДАРЬ <i>Paranina G.N.</i> NORTHERN LABYRINTH-THE GNOMON: COMPASS, CLOCK, CALENDAR	137
<b>Пахомов А.Ю.</b> ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВАЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПРИБРЕЖНЫХ НИЗМЕННОСТЕЙ ОСТРОВА ПАРАМУШИР (СЕВЕРНЫЕ КУРИЛЫ) <i>Pakhomov A.Ju.</i> LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE PALAEOGEOGRAPHY OF THE COASTAL LOWLANDS OF IS. PARAMUSHIR (KURIL ISLANDS)	141
<b>Пахомов М.М., Бородатый И.Л.</b> ВЕРХНЕКАМСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ – НОВЕЙШЕЕ ПОДНЯТИЕ СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА <i>Pakhomov M.M., Borodatyi I.L.</i> UPPER-KAMA (VERHNEKAMA) UPLAND – THE NEWEST LIFTING OF THE MIDDLE – LAST PLEISTOCENE	144
<b>Питулько В.В., Никольский П.А., Базилян А.Э., Павлова Е.Ю.</b> ДАТИРОВАНИЕ МАССОВЫХ СКОПЛЕНИЙ ОСТАТКОВ МАМОНТОВ В АРКТИЧЕСКОЙ ЕВРАЗИИ <i>Pitulko V.V., Nikolskiy P.A., Basilyan A.E., Pavlova E.Y.</i> DATING MASS ACCUMULATIONS OF MAMMOTH ACROSS ARCTIC EURASIA	146

<b>Питулько В.В., Павлова Е.Ю., Басилян А.Э., Крицук С.Г.</b> ОСОБЕННОСТИ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЩЕСТВА В КРАЕВЫХ ОБЛАСТЯХ МЕРЗЛОТНЫХ ПОЛИГОНОВ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРИОЛИТОЗОНЫ. . . . .	149
<i>Pitulko V.V., Pavlova E.Y., Basilyan A.E., Kritsuk S.G.</i> FEATURES OF VERTICAL DISTRIBUTION OF THE MATERIALS WITHIN THE MARGINAL ZONES OF PERMAFROST POLYGONAL STRUCTURES AND ITS IMPORTANCE FOR DATING OF QUATERNARY DEPOSITS IN CRYOLITOZONE . . . . .	149
<b>Платонова С.Г.</b> МОРФОГЕНЕЗ ТЕКТНИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ЗОН МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ . . . . .	153
<i>Platonova S.G.</i> MORFOGENESIS OF THE TECTONICS AKTIVE AREA OF THE MONGOLIAN ALTAY . . . . .	153
<b>Плешивцева Э.С., Гаркуша В.И., Травина М.А.</b> ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ЛИХВИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ . . . . .	156
<i>Pleshivtseva E.S., Garkusha V.I., Travina M.A.</i> REFERENCE SECTION OF THE LICHVIN INTERGLACIAL IN THE NORTH – WESTERN PART OF EUROPEAN RUSSIA S REGION . . . . .	156
<b>Пономарев Д.В., ван Кольфсхотен Т., Маркова А.К., ван дер Плихт Й.</b> НОВЫЕ РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ОСТАТКОВ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ В СВЯЗИ С РЕКОНСТРУКЦИЯМИ ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ . . . . .	159
<i>Ponomarev D.V., van Kolfshoten T., Markova A.K., van der Plicht J.</i> NEW RADIOCARBON DATES OF LATE QUATERNARY MAMMALS IN THE ARKHANGELSK REGION IN CONNECTION WITH RECONSTRUCTIONS OF THE LAST GLACIATION IN THE EASTERN EUROPE . . . . .	159
<b>Попков В.И.</b> ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ВЫСОКОЙ НОВЕЙШЕЙ СЕЙСМОГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ АРАЛО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА . . . . .	160
<i>Popkov V.I.</i> GEOLOGICAL ILLUSTRATIONS OF ARAL-CASPIAN REGION'S LATEST SEISMODYNAMIC HIGH ACTIVITY	
<b>Попков В.И.</b> О ГЕНЕЗИСЕ КАРАГИИНСКОЙ БЕССТОЧНОЙ ВПАДИНЫ (МАНГЫШЛАК) . . . . .	163
<i>Popkov V.I.</i> ABOUT KARAGIINSK CLOSED DEPRESSION (MANGISHLAK)'S GENESIS . . . . .	163
<b>Попков В.И., Сазонов И.Г., Коллеганова Д.А.</b> К ВОПРОСУ О ФОРМИРОВАНИИ СОВРЕМЕННОГО СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ОБЛИКА КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД . . . . .	166
<i>Popkov V.I., Sazonov I.G., Kolleganova D.A.</i> ON THE ISSUE OF FORMATION OF THE CAUCASIAN MINERAL WATERS' MODERN STRUCTURAL GEOMORPHOLOGIC ASPECT . . . . .	166
<b>Попова А.А., Субетто Д.А.</b> ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА ГРАНИЦЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА . . . . .	168
<i>Popova A.N., Subetto D.A.</i> NATURAL CLIMATE CHANGES ON THE BORDER OF LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE. . . . .	168
<b>Пролеткин И.В.</b> НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИИ КАЙНОЗОЯ ПОВОЛЖЬЯ. . . . .	170
<i>Proletkin I.V.</i> SOME PROBLEMS PALEOGEOMORFOLOGI VOLGA REGION. . . . .	170
<b>Пролеткин И.В.</b> О НОВЫХ ПЕРСПЕКТИВАХ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ. . . . .	173

<b>Proletkin I.V.</b> NEW PERSPECTIVES ON MODERN GEOMORPHOLOGICAL STUDIES . . . . .	173
<b>Пузаченко А.Ю., Пономарев Д.В.</b> ДИНАМИКА СОСТАВА ЛОКАЛЬНЫХ ФАУН МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЫ: МНОГОМЕРНЫЙ АНАЛИЗ . . . . .	174
<b>Puzachenko A.Yu., Ponomarev D.V.</b> DYNAMICS OF SMALL MAMMALS LOCAL ASSEMBLAGES DURING LATE PLEISTOCENE - HOLOCENE IN THE N-E EUROPE: THE MULTIVARIATE ANALYSIS. . . . .	174
<b>Рокос С.И.</b> МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ШЕЛЬФА ПЕЧОРСКОГО И КАРСКОГО МОРЕЙ . . . . .	178
<b>Rokos S.I.</b> SUBSEA PERMAFROST ON THE PETCHORA AND KARA SEAS SHELF . . . . .	178
<b>Романенко Ф.А.</b> СТРОЕНИЕ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ ВОСТОЧНЕЕ УСТЬЯ Р. КОЛЫМЫ . . . . .	181
<b>Romanenko F.A.</b> THE STRATIGRAPHY OF LOSS SEDIMENTS ON THE EASTERN-SIBERIAN SEA SHORES TO THE EAST OF KOLYMA RIVER . . . . .	181
<b>Рубан Д.А.</b> БЕСПРЕЦЕДЕНТНО НИЗКИЙ ГЛОБАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ МОРЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ? ВЗГЛЯД С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ НОВЫХ ЭВСТАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ. . . . .	183
<b>Ruban D.A.</b> UNPRECEDENTED PLEISTOCENE GLOBAL SEA LEVEL LOWSTAND? AN INSIGHT FROM THE NEW EUSTATIC RECONSTRUCTIONS . . . . .	183
<b>Руденко О.В.</b> СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО МЕЛКОВОДЬЯ . . . . .	185
<b>Rudenko O.V.</b> SPORES-AND-POLLEN ASSEMBLAGES OF BOTTOM SEDIMENTS OF THE SOUTHERN NOVAYA ZEMLYA SHOAL . . . . .	185
<b>Рудой А.Н., Микulich И.А., Тюнякина Е.А., Пшеленский Е.Ю.</b> НОВАЯ РАДИУГЛЕРОДНАЯ ДАТИРОВКА НА РАЗРЕЗЕ БЕЛЕ И НОВЫЕ СООБРАЖЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ ВПАДИНЫ ТЕЛЕЦКОГО ОЗЕРА . . . . .	188
<b>Rudoy A.N., Miculitch I.A., Tyunyakina E.A., Pshelenski E.Y.</b> NEW RADIOCARBON DATING ON THE BELE SECTION AND A NEW APPROACH TO THE AGE OF THE LAKE TELETSKOE'S DEPRESSION. . . . .	188
<b>Русанов Г.Г.</b> КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КАЗАНЦЕВСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ И ОСОБЕННОСТИ ОЗЁРНОГО ЛИТОГЕНЕЗА В СЕВЕРНЫХ ПРЕДГОРЬЯХ АЛТАЯ . . . . .	190
<b>Rusanov G.G.</b> CLIMATIC CONDITIONS OF KAZANTCEVSKOE INTERGLACIAL AND PECULIARITIES OF LAKE LITOGENEZIS IN THE NORTH PIEDMONT OF ALTAY . . . . .	190
<b>Русанов Г.Г.</b> НОВЫЕ ДАННЫЕ К ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ УРСУЛ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛТАЙ) . . . . .	193
<b>Rusanov G.G.</b> NEW DATA ON PALEO GEOGRAPHY OF THE LAST GLACIATION IN THE URSUL RIVER UPPER REACHES (CENTRAL ALTAY) . . . . .	193
<b>Русаков А.В., Лесовая С.Н.</b> ПОЗДНЕВАЛДАЙСКИЕ ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ГЛИНЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ, ИХ СВОЙСТВА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ. . . . .	196

<b>Rusakov A.V., Lessovaia S.N.</b> LATE-VALDAIAN GLACIO-LUCUSTRINE CLAYS IN THE NORTHERN PART OF THE CENTRAL RUSSIAN PLAIN, THEIR PROPERTIES AND PALEO GEOGRAPHIC INTERPRETATION . . . . .	196
<b>Русаков А.В., Симакова А.Н.</b> РАЗВИТИЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЯРОСЛАВСКОГО ПОВОЛЖЬЯ В ПЕРИОД МИКУЛИНСКОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ–ГОЛОЦЕН (ПО НОВЫМ ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗРЕЗА ЧЕРЕМОШНИК) . . . . .	199
<b>Rusakov A.V., Simakova A.N.</b> THE DEVELOPMENT OF THE VEGETATION OF YAROSLAVL VOLGA REGION DURING THE MIKULINO INTERGLACIAL–HOLOCENE (ACCORDING TO NEW DATA ON PALINOLOGICAL STUDY OF THE CHEREMOSHNIK SECTION) . . . . .	199
<b>Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р., Шевченко В.П.</b> ФОРМИРОВАНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВО ВПАДИНЕ БЕЛОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ – ГОЛОЦЕНЕ . . . . .	201
<b>Rybalko A.E., Zuravlev V.A., Semenova L.R., Shevtschenko V.P.</b> FORMING OF THE QUATERNARY SEDIMENTS IN THE WHITE SEA DEEP IN LATE NEOPLEISTOCENE - HOLOCENE . . . . .	201
<b>Рыбалко А.Е., Федорова Н.К.</b> ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ШЕЛЬФАХ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ . . . . .	204
<b>Rybalko A.E., Fedorova N.K.</b> LYTOGENETIC AND GEOCHEMICAL FEATURES OF FORMATION OF MARINE HOLOCENE SEDIMENTS ON GLACIAL SHELVES OF NORTHWESTERN RUSSIA . . . . .	204
<b>Рыжов Ю.В.</b> ЦИКЛИЧНОСТЬ РАЗВИТИЯ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В ОБРАЖНО-БАЛОЧНЫХ СИСТЕМАХ ПРИБАЙКАЛЬЯ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ . . . . .	207
<b>Ryzhov Yu.V.</b> CYCLICITY IN THE OCCURRENCE OF EROSION-ACCUMULATION PROCESSES WITHIN GULLY-RAVINE SYSTEMS OF THE BAIKAL REGION DURING THE LATE NEOPLEISTOCENE AND HOLOCENE. . . . .	207
<b>Рыкова В.В., Лукьянова Е.И.</b> БД СОБСТВЕННОЙ ГЕНЕРАЦИИ ГПНТЬ СО РАН «ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД В СИБИРИ И НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ»: НАУКОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ . . . . .	209
<b>Rykova V.V., Lukianova E.I.</b> DB OF SPSTL SB RAS OWN GENERATION «QUATERNARY IN SIBERIA AND THE FAR EAST»: SCIENTOMETRIC ANALYSIS . . . . .	209
<b>Рычагов Г.И., Антонов С.И., Судакова Н.Г.</b> ДИСКУССИОННЫЕ ПРОБЛЕМЫ НАДЕЖНОСТИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ В ЦЕНТРЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ. . . . .	212
<b>Rychagov G.I., Antonov S.I., Sudakova N.G.</b> DEBATABLE PROBLEMS OF RELIANCE OF THE STRATIGRAPHICAL AND PALAEOGEOGRAPHICAL RECONSTRUCTIONS ON THE CENTRE RUSSIAN PLAIN . . . . .	212
<b>Савельева Л.А., Большианов Д.Ю., Вахрамеева П.С., Макаров А.С., Херцшух У., Бискаборн Б., Дикман Б., Тиде Й.</b> РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРМОКАРСТОВЫХ ОЗЕР ПО МЕРИДИОНАЛЬНОМУ ПРОФИЛЮ В НИЗОВЬЯХ РЕКИ ЛЕНЫ . . . . .	215
<b>Savelieva L.A., Bolshiyarov D.Yu., Vakhrameeva P.S., Makarov A.C., Herzsuh U., Biscaborn B., Diekmann B., Tiede J.</b> COMPLEX INVESTIGATIONS OF THE BOTTOM SEDIMENTS OF THERMOKARST LAKES FROM NORTH TO SOUTH TRANSECT IN THE LOWER REACHES OF THE LENA RIVER . . . . .	215
<b>Салтыков В.Ф.</b> МОДЕРНИЗИРОВАННЫЙ ВАРИАНТ ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ШКАЛЫ ПЛЕЙСТОЦЕНА (ХРОНЫ БРЮНЕС И МАТУЯМА) . . . . .	217

<b>Saltykov V.F.</b> THE UPDATED VERSION OF THE PALEOMAGNETIC SCALE OF THE PLEISTOCENE (CHRONES BRUNHES AND MATUYAMA) . . . . .	217
<b>Сапелко Т.В.</b> ПАЛИНОЛОГИЯ СОЛОВЕЦКИХ ОЗЕР . . . . .	220
<b>Sapelko T.V.</b> PALYNOLOGY OF SOLOVKI LAKES . . . . .	220
<b>Сафарова С.А.</b> ПРИРОДНАЯ ОБСТАНОВКА ЮЖНОЙ СИБИРИ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ . . . . .	222
<b>Dr. Safarova S.A.</b> ENVIRONMENT OF THE SOUTH SIBERIA IN THE QUATERNARY PERIOD . . . . .	222
<b>Саядян Ю.В.</b> ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И ПРИРОДНАЯ СРЕДА АРМЕНИИ В НОВЕЙШЕМ ЭТАПЕ . . . . .	224
<b>Sayadyan Yu.V.</b> GEOLOGICAL DEVELOPMENT AND THE NATURAL ENVIRONMENT OF ARMENIA IN THE NEWEST STAGE . . . . .	224
<b>Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н.</b> ОНТОГЕНЕЗ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ ОКЕАНСКИХ РУД . . . . .	227
<b>Svalnov V.N., Alekseeva T.N.</b> ONTOGENESIS OF OCEANIC FERROMANGANESE ORES . . . . .	227
<b>Свиточ А.А.</b> РЕГРЕССИИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО КАСПИЯ . . . . .	229
<b>Svitoch A.A.</b> REGRESSION OF PLEISTOCENE CASPIAN BASINS . . . . .	229
<b>Свиточ А.А., Макшаев Р.Р.</b> ПОРОГИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПРОЛИВОВ МАНЫЧА . . . . .	230
<b>Svitoch A.A., Makshaev R.R.</b> RAPIDS OF PLEISTOCENE MANYCH STRAITS . . . . .	230
<b>Семёнова Л.Р., Рыбалко А.Е., Журавлев В.А.</b> СТАДИИ ОЛЕДЕНЕНИЙ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И БЕЛОМОРЬЯ . . . . .	232
<b>Semenova L.R., Rybalko A.E., Zhuravlev V.A.</b> STAGES OF the Late PLEISTOCENE GLACIATION OF THE KOLA PENINSULA AND WHITE SEA REGION . . . . .	232
<b>Семёнова С.А.</b> РОЛЬ НЕОТЕКТОНИКИ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ . . . . .	235
<b>Semyonova S.A.</b> THE ROLE OF NEOTECTONICS IN THE FORMATION OF RIVER VALLEYS OF SOUTH-EASTERN ALTAI . . . . .	235
<b>Синицын А.А.</b> РИТМЫ КЛИМАТИЧЕСКОЙ И КУЛЬТУРНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА – ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЛИТА: ПРОБЛЕМА СООТНОШЕНИЯ В КОНТЕКСТЕ НОВОЙ ХРОНОЛОГИИ. . . . .	238
<b>Sinitsyn A.A.</b> LATE PLEISTOCENE – UPPER PALAEOLITHIC RHYTHMS IN CLIMATIC AND CULTURAL VARIABILITY: A PROBLEM OF RELATIONSHIPS IN THE CONTEXT OF NEW CHRONOLOGY . . . . .	238
<b>Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю.</b> ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ПСЕВДОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ В ХР. УЛАХАН-ЧИСТАЙ (ГОРНАЯ СИСТЕМА ЧЕРСКОГО) . . . . .	241
<b>Smirnov V.N., Glushkova O.Yu.</b> GLACIAL COMPLEXES AND PSEUDOSEISMIC DISLOCATIONS IN ULAKHAN-CHISTAY RIDGE (CHERSKI MOUNTAIN SISTEM) . . . . .	241

<b>Стешенко Е.Н., Тимофеева М.Г.</b> НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫХ ОЗЁР СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ . . . . .	243
<i>Steshenko E.N., Timofeeva M.G.</i> SOME GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF BOTTOM SEDIMENTS IN SMALL LAKES (NORTH KARELIA) AS SEDIMENTATION INDICATORS . . . . .	243
<b>Стрелецкая И.Д., Васильев А.А.</b> ЛЕДОВЫЙ КОМПЛЕКС ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА . . . . .	245
<i>Streletskaya I.D., Vasiliev A.A.</i> WEST TAYMYR ICE COMPLEX . . . . .	245
<b>Субетто Д.А.</b> ОБСТАНОВКИ ОЗЕРНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ В УСЛОВИЯХ РАЗЛИЧНЫХ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН . . . . .	247
<i>Subetto D.A.</i> LACUSTRINE SEDIMENTATION DURING THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE IN DIFFERENT CLIMATE AND ENVIRONMENT ZONES. . . . .	247
<b>Субетто Д.А., Кузнецов Д.Д., Шевченко В.П., Лудикова А.В., Сапелко Т.В., Субетто Г.Д.</b> ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ БЕЛОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ НА БОЛЬШОМ СОЛОВЕЦКОМ ОСТРОВЕ . . . . .	250
<i>Subetto D.A., Kuznetsov D.D., Schevchenko V.P., Ludikova A.V., Sapelko T.V., Subetto G.D.</i> PALEOLIMNOLOGICAL STUDIES OF THE WHITE SEA WATER LEVEL CHANGES DURING THE HOLOCENE ON THE SOLOVSKI ISLANDS . . . . .	250
<b>Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М.</b> МОРФОЛИТОГЕННАЯ ОСНОВА ЭКОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ РУССКОЙ РАВНИНЫ . . . . .	253
<i>Sudakova N.G., Antonov S.I., Vvedenskaya A.I., Kostomakha V.A., Nemtsova G.M.</i> MORPHOLITOLOGICAL BASE OF THE ECOLOGICAL-PALAEOGEOGRAPHICAL ZONATION OF THE RUSSIAN PLAIN . . . . .	253
<b>Сумарева И.В., Ассиновская Б.А., Бискэ Ю.С., Шитов М.В.</b> ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВОЕ СВРСКО-ОЯТСКОЕ ПАЛЕОСЕЙСМИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ, ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ) . . . . .	255
<i>Sumareva I.V., Assinovskaya B.A., Biske Yu.S., Sheetov M.V.</i> LATE HOLOCENE SVIR-OYAT PALEOSEISMIC EVENT (SOUTH-EASTERN COAST OF LADOGA LAKE, LENINGRAD AREA) . . . . .	255
<b>Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Степанова А.Ю., Овсепян Я.С., Руденко О.В., Погодина И.А., Николаев С.Д.</b> ДЕТАЛЬНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ИЗМЕНЕНИЯ ПАЛЕОСРЕДЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА БЕЛОГО МОРЯ В ПОЗДНЕЗААЛЬСКОЕ-ЭЕМСКОЕ ВРЕМЯ . . . . .	260
<i>Taldenkova E.E., Bauch H.A., Stepanova A.Yu., Ovsepyan Ya.S., Rudenko O.V., Pogodina I.A., Nikolaev S.D.</i> HIGH-RESOLUTION RECONSTRUCTION OF LATE SAALIAN-EARLY EEMIAN ENVIRONMENTAL CHANGES IN THE NORTHEASTERN WHITE SEA REGION . . . . .	260
<b>Тарасов Г.А.</b> ПОТОКИ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В ЗАЛИВЕ ГРЕН-ФЬОРД . . . . .	263
<i>Tarasov G.A.</i> THE FLUXES OF THE SEDIMENTARY MATTER IN THE GREN-FJORD BAY . . . . .	263
<b>Татарников О.М., Карпухина Н.В.</b> КОМПЛЕКСЫ ФОРМ РЕЛЕФА МЁРТВОГО ЛЬДА . . . . .	265
<i>Tatarnikov O.M., Karpukhina N.V.</i> THE COMPLEX FORM OF RELIEF OF DEAD ICE . . . . .	265
<b>Терехов Е.Н., Балувев А.С., Зыков Д.С.</b> «ВОДРАЗДЕЛЬНЫЕ ГАЛЕЧНИКИ» ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА: ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗМОЖНЫЕ МОДЕЛИ ИХ ГЕНЕЗИСА . . . . .	267

<b>Terekhov E.N., Baluev A.S., Zykov D.S.</b> «WATERSHED PEBBLES» IN THE EASTERN PART OF THE KOLA PENINSULA: TECTONIC SETTING AND POSSIBLE MODELS THEIR GENESIS . . . . .	267
<b>Тимирева С.Н., Величко А.А.</b> РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЁССОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ МОРФОСКОПИИ ПЕСЧАНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЗЕРЕН . . . . .	270
<b>Timireva S.N., Velichko A.A.</b> DISTRIBUTION AND CHARACTERISTICS OF STRUCTURE OF LATE PLEISTOCENE LOESSES OF EAST-EUROPEAN PLAIN AND THEIR GENETIC PROPERTIES ON THE BASE OF MORPHOSCOPY OF QUARTZ SAND GRAINS . . . . .	270
<b>Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г.</b> ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ МАРКЕРЫ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА . . . . .	273
<b>Toychiev Kh.A., Stelmakh A.G.</b> PALEOMAGNETIC MARKERS FOR STRATIGRAPHY OF QUATERNARY DEPOSITS OF UZBEKISTAN	273
<b>Токарева Е.А.</b> ПОСЛЕДСТВИЯ НАИБОЛЕЕ АКТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА В ГОРАХ СЕВЕРНОГО ЗАБАЙКАЛЯ . . . . .	275
<b>Tokareva E.A.</b> EFFECTS OF THE MOST ACTIVE PROCESSES OF MORPHOLITHOGENESIS IN THE MOUNTAINS OF NORTHERN TRANSBAIKALIA . . . . .	275
<b>Толстобров Д.С., Колька В.В., Корсакова О.П.</b> РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ИЗ ОЗЁРНЫХ КОТЛОВИН ПОБЕРЕЖЬЯ БЕЛОГО МОРЯ . . . . .	277
<b>Tolstobrov D.S., Kolka V.V., Korsakova O.P.</b> ORE MINERALS IN BOTTOM SEDIMENTS FROM LAKE BASINS ON THE WHITE SEA COAST . . . . .	277
<b>Трегуб А.И., Карякин Ю.В., Кашкаров Н.Н.</b> НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА ЗЕМЛИ ФРАНЦА ИОСИФА НА ОСНОВЕ СТОХАСТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА . . . . .	280
<b>Tregub A.I., Kariakin Y.V., Kashkarov N.N.</b> NEWEST GEODYNAMICS OF THE FRANZ JOSEF LAND ON THE BASE OF THE RELIEF STOCHASTIC MODELS . . . . .	280
<b>Трегуб Т.Ф.</b> ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ АЛЛЮВИАЛЬНОЙ ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕГО ДОНА . . . . .	282
<b>Tregub T.F.</b> THE PROBLEMS OF STRATIGRAPHY OF THE ALLUVIAN FORMATION OF THE UPPER DON . . . . .	282
<b>Фаустов С.С.</b> О ПАЛЕОМАГНЕТИЗМЕ РАЗРЕЗА БЕЛОВО И ПРОБЛЕМАХ ПАЛЕОМАГНИТНОЙ СТРАТИГРАФИИ ЛЁССОВИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИОБСКОГО ПЛАТО . . . . .	285
<b>Faustov S.S.</b> ABOUT PALEOMAGNETISM OF BELOVO SECTION AND THE PROBLEMS OF PALEOMAGNETIC STRATIGRAPHY OF THE LOESS-PALEOSOL SEDIMENTS OF THE PRIOBSKOE PLATEAU . . . . .	285
<b>Федоров Г.Б., Швамборн Г., Морозова Е.А., Андреев А.А., Останин Н.Б., Ширрмайстер Л.</b> СУБАЭРАЛЬНЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КРАТЕРА ОЗЕРА ЭЛЬГЫГЫТГЫН (ЧУКОТКА) . . . . .	288
<b>Fedorov G.B., Schwamborn G., Morozova E.A., Andreev A.A., Ostanin N.B., Schirrmeister L.</b> TERRESTRIAL QUATERNARY DEPOSITS OF THE EL'GYGYTGYN LAKE CRATER . . . . .	288
<b>Фридман Б.И., Щерба В.А.</b> ПАЛЕОПОТАМОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ВОЛГО-ВЯТСКОЙ СЕРИИ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ СВИТ В НИЖЕГОРОДСКОМ ПОВОЛЖЬЕ . . . . .	290
<b>Fridman B.I., Shcherba V.A.</b> PALEOPOTAMOLOGICAL CRITERIA OF THE QUATERNARY VOLGA-VYATKA SERIES OF ALLUVIAL SUITES IN THE NIZHNIY NOVGOROD VOLGA'S REGION . . . . .	290



<b>Хакзар К., Рахмати М., Агиги С.</b> ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ХРЕБТА ЭЛЬБУРС, ИРАН . . . . .	293
<b>Khaksar K., Rahmati M., Haghighi S.</b> QUATERNARY STRATIGRAPHY OF NORTHERN ALBORZ RANGE, IRAN . . . . .	293
<b>Хакзар К., Агиги С.</b> ПРОСЕДАНИЕ ГРУНТА В СЛОЯХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПОРОД НА РАВНИНЕ В РАЙОНЕ ТЕГЕРАНА И ШАХРИЯРА, ИРАН . . . . .	293
<b>Khaksar K., Haghighi S.</b> LAND SUBSIDENCE IN THE QUATERNARY STRATA OF TEHRAN-SHARYAR PLAIN, IRAN . . . . .	293
<b>Холмовой Г.В., Глушков Б.В.</b> НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И КАРТИРОВАНИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ СВИТ НИЖНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА В БАСЕЙНЕ ВЕРХНЕГО ДОНА . . . . .	294
<b>Kholmovoy G.V., Glushkov B.V.</b> SOME STRUCTURAL AND MAPPING FEATURES OF THE LOWER PLEISTOCENE ALLUVIAL FORMATIONS IN THE UPPER DON BASIN . . . . .	294
<b>Хорева И.М.</b> О НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ НА ЧУКОТКЕ И КАМЧАТКЕ (ПО ФОРАМИНИФЕРАМ) . . . . .	295
<b>Khoreva I.M.</b> ABOUT EARLY BOUNDARY OF THE QUATERNARY PERIOD OF THE CHUKOTKA AND KAMCHATKA (ON FORAMINIFERS) . . . . .	295
<b>Хусид Т.А., Чеховская М.П., Беляева Н.В.</b> УСЛОВИЯ ПРИДОННОЙ СРЕДЫ В ТЕЧЕНИЕ ГОЛОЦЕНА В РАЙОНЕ КОСЫ ТУЗЛА (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ЧЕРНОГО МОРЯ) ПО ФОРАМИНИФЕРАМ . . . . .	296
<b>Khusid T.A., Chekhovskaya M.P., Belayeva N.V.</b> THE SEA-BOTTOM ENVIRONMENTS DURING THE HOLOCENE SEDIMENTATION ON TUZLA SPIT (THE NORTHERN BLACK SEA) BASED ON FORAMINIFERA . . . . .	296
<b>Чернов А.В., Зарецкая Н.Е., Карманов В.Н., Панин А.В.</b> РЕКА ВЫЧЕГДА И ЧЕЛОВЕК В ГОЛОЦЕНЕ – ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ. . . . .	297
<b>Chernov A.V., Zaretskaya N.E., Karmanov V.N., Panin A.V.</b> THE RIVER VYCHEGDA AND EARLY MAN OVER THE HOLOCENE – PALEOGEOGRAPHY AND ARCHEOLOGY RECONSTRUCTIONS . . . . .	297
<b>Чувардинский В.Г.</b> РЕЗУЛЬТАТЫ СКВОЗНОГО РАЗБУРИВАНИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ АРКТИКИ И АНТАРКТИДЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА . . . . .	301
<b>Chuvarbinsky V.G.</b> DEEP DRILLING OF ARCTIC AND ANTARCTIC GLACIAL SHEETS AND ITS SIGNIFICANT IN SOLUTION OF PROBLEMS OF THE QUATERNARY PERIOD. . . . .	301
<b>Шеботинов В.В., Субетто Д.А.</b> НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИИ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА В ПРИБЕЛОМОРЬЕ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА ТОЛОКОНКА В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ СЕВЕРНАЯ ДВИНА . . . . .	303
<b>Shebotinov V.V., Subetto D.A.</b> NEW RESULTS ABOUT STRATIGRAPHY OF UPPER NEOPLEISTOCENE DEPOSITS IN THE WHITE SEA AREA ON AN EXAMPLE OF «TOLOKONKA» SECTION IN THE MIDDLE PART OF NORTH DVINA RIVER . . . . .	303
<b>Шейнкман В.С.</b> СПЕЦИФИКА ОЛЕДЕНЕНИЯ В УСЛОВИЯХ МНОГОЛЕТНЕГО ПРОМЕРЗАНИЯ – КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ СОБЫТИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНА СИБИРИ . . . . .	305
<b>Sheinkman V.S.</b> SPECIFIC OF GLACIATION UNDER CONDITIONS OF PERENNIAL ROCK FREEZING AS A KEY TO COMPREHEND THE PLEISTOCENE EVENTS IN SIBERIA . . . . .	305

<b>Шейнкман В.С., Мельников В.П.</b> АКТУАЛЬНОСТЬ, ВОЗМОЖНОСТИ И ПРОБЛЕМЫ ДАТИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ . . . . .	309
<i>Sheinkman V.S., Melnikov V.P.</i> CURRENCY, FACILITIES AND PROBLEMS OF DATING OF QUATERNARY SEDIMENTS . . . . .	309
<b>Шелехова Т.С., Колька В.В., Корсакова О.П.</b> ОСОБЕННОСТИ ДИАТОМОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МАЛЫХ ОЗЕР КАРЕЛЬСКОГО БЕРЕГА БЕЛОГО МОРЯ (РАЙОН ПОС. КУЗЕМА) . . . . .	312
<i>Shelekhova T.S., Kolka V.V., Korsakova O.P.</i> FEATURES OF DIATOM COMPLEXES IN SMALL LAKES BOTTOM SEDIMENTS ON THE KARELIAN COAST OF WHITE SEA (THE KUZEMA VILLAGE AREA) . . . . .	312
<b>Шик С.М.</b> ПРЕДЛОЖЕНИЯ ПО НОМЕНКЛАТУРЕ ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ КВАРТЕРА . . . . .	316
<i>Shik S.M.</i> PROPOSALS ON NOMENCLATURE OF THE GENERAL QUATERNARY STRATIGRAPHIC SCALE. . . . .	316
<b>Шик С.М.</b> О ПРОЕКТЕ УТОЧНЕННОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА ЦЕНТРА ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ. . . . .	317
<i>Shik S.M.</i> PROJECT OF THE SPECIFIED STRATIGRAPHIC SCALE OF NEOPLEISTOCENE AND HOLOCENE OF EUROPEAN RUSSIA CENTRE . . . . .	317
<b>Ширмейстер Л., Веттерик С., Куницкий В.В., Тумской В.Е., Гроссе Г., Кузнецова Т.В., Мейер Х., Деревагин А.Ю., Кинаст Ф., Андреев А.А.</b> ДВЕНАДЦАТИЛЕТНИЕ РОССИЙСКО-ГЕРМАНСКИЕ СОВМЕСТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА В ЯКУТИИ – АРХИВ ДАННЫХ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ КЛИМАТА И ЭКОЛОГИИ. . . . .	321
<i>Schirrmester L., Wetterich S., Kunitsky V.V., Tumskoy V.E., Grosse G., Kuznetsova T.V., Meyer H., Derevyagin A. Yu., Kienast F., Andreev A.A.</i> TWELVE YEARS OF JOINT RUSSIAN-GERMAN STUDIES OF LATE PLEISTOCENE ICE COMPLEX AS A PALEOENVIRONMENTAL ARCHIVE IN YAKUTIA . . . . .	321
<b>Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Искуль Г.С., Никитин М.Ю., Сумарева И.В.</b> СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГОЛОЦЕНОВОЙ ТОЛЩИ НА ОХТИНСКОМ МЫСУ (САНКТ-ПЕТЕРБУРГ), ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ 2010 ГОДА . . . . .	323
<i>Sheetov M.V., Biske Yu.S., Iskul' G.S., Nikitin M. Yu., Sumareva I.V.</i> STRATIGRAPHY AND CONDITIONS OF HOLOCENE FORMATION ON OHTINSKY CAPE (SAINT-PETERSBURG), PRELIMINARY RESULTS OF WORKS OF 2010 YEAR . . . . .	323
<b>Шкатова В.К.</b> СОСТОЯНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ БАЗЫ КВАРТЕРА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ И ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ ПО ЕЕ УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЮ. . . . .	326
<i>Shkatova V.K.</i> THE CONDITIN OF QUATERNARY STRATIGRAPHYС BASE OF RUSSIA AND MAIN PROBLEMS OF ITS IMPROVEMENT. . . . .	326
<b>Шполянская Н.А.</b> ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ И СУБАРКТИКИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ . . . . .	330
<i>Shpolyanskaya N.A.</i> PALEO GEOGRAPHICAL CONDITIONS OF FORMATION OF RUSSIAN ARCTIC AND SUBARCTIC CRYOLITHOZONE IN PLEISTOCENE . . . . .	330
<b>Югай В.С., Даувальтер В.А.</b> ОСОБЕННОСТИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЁР БОЛЬШОЙ И МАЛЫЙ ВУДЪЯВР . . . . .	333
<i>Youguy V.S., Dauvalter V.A.</i> CHARACTERISTIC OF BOTTOM SEDIMENTS OF LAKES BOLSHOY AND MALYI VUDJAVR . . . . .	333

<b>Ядута В.А., Потапович А.А.</b> СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НЕОТЕКТОНИКА ТИХВИНСКО-БОРОВИЧСКОЙ ЗОНЫ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ. . . . .	336
<i>Yaduta V.A., Potapovich A.A.</i> STRUCTURAL-GEOMORPHOLOGICAL STRUCTURE AND NEOTECTONICS OF THE TIKHVIN-BOROVICHI ZONE ON THE NORTH-WEST OF THE RUSSIAN PLATE. . . . .	336
<b>Яковлев А.Г., Яковлева Т.И.</b> СРЕДНЕГОЛОЦЕНОВАЯ ФАУНА МЕЛКИХ ПОЗВОНОЧНЫХ ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ КАЗЫРБАК (ЮЖНЫЙ УРАЛ). . . . .	339
<i>Yakovlev A.G., Yakovleva T.I.</i> MIDDLE HOLOCENE FAUNA OF SMALL VERTEBRATES FROM LOCALITIES KAZIRBAKH (SOUTHERN URALS) . . . . .	339
<b>Янина Т.А.</b> КОРРЕЛЯЦИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА КАСПИЙСКОГО МОРЯ И РУССКОЙ РАВНИНЫ. . . . .	342
<i>Yanina T.A.</i> CORRELATION OF THE LATE PLEISTOCENE PALEOEVENTS IN THE CASPIAN SEA AND RUSSIAN PLAIN. . . . .	342
<b>Янина Т.А., Дмитриева А.В.</b> ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ХВАЛЫНСКИХ БАССЕЙНОВ КАСПИЯ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МАЛАКОФАУНИСТИЧЕСКОГО И МИКРОФАУНИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗОВ). . . . .	345
<i>Yanina T.A., Dmitrieva A.V.</i> PALEOECOLOGY OF THE CASPIAN KHVALYNIAN BASINS (ON THE BASE OF MALACOFUNA AND MICROFAUNA DATA). . . . .	345
<b>Яшина О.В.</b> НАХОДКИ ИСКОПАЕМЫХ ОВЦЕБЫКОВ НА ТЕРРИТОРИИ ВОЛОГОДСКОЙ ОБЛАСТИ . . . . .	348
<i>Yashina O.V.</i> THE FINDS FOSSIL MUSK-OX (OVIBOS PALLANTIS) ON THE VOLOGDA REGION . . . . .	348

**СОВРЕМЕННАЯ ГИДРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕТЬ СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ РАВНИНЫ:  
ХРОНОЛОГИЯ РАЗВИТИЯ**

**Лавров А.С., Потапенко Л.М.**

ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, ALav2-LPot2@yandex.ru

**CONTEMPORARY HYDROGRAPHIC NETWORK OF THE NORTH-EAST OF THE RUSSIAN PLAIN:  
CHRONOLOGY OF DEVELOPMENT**

**Lavrov A.S., Potapenko L.M.**

FGUNPP «Aerogeology», Moscow

Обобщение практически всех результатов бурения, проведённого во второй половине XX века, показало, что Печора и Вычегда в неоплейстоцене наследовали свои долины, несмотря на неоднократные оледенения [1]. История Сев. Двины, Пинеги, Ваги, Мезени более сложна и ещё недостаточно изучена. Предлагаемая нами хронология развития современной гидрографической сети (СГС) основана на анализе трёх факторов: 1) террасовых комплексов, речных и озёрных; 2) палинологическом изучении разрезов и 3) результатах радиоуглеродного датирования автохтонных торфяников и древесины (рис. 1).

При наступлении ледников последнего оледенения в долины рек, впадавших в Белое и Баренцево моря, образовались подпрудные озёра: соответственно Озьягское и Верхнепечорское [1]. Аллювий микулинского межледниковья, раннего и среднего валдая был погребён. В Западном Притиманье он обнаружен как под отложениями приледниковых озёр в разрезах: **Кылтовка** (снизу-вверх)  $\geq 49000$  л. н. (ЛУ-587),  $47520 \pm 1000$  л. н. (ЛУ-566),  $42000 \pm 1700$  л. н. (ГИН-606),  $39170 \pm 470$  л. н. (ЛУ-588); **Курьядор**  $31080 \pm 280$  л. н. (ЛУ-577) [2], **Нем**  $26980 \pm 590$  л. н. (ЛУ-1237) [3], так и под мореной скандинавского ледника: **Канза**  $49850 \pm 2150$  л. н. (ЛУ-2376), **Луза**  $46110 \pm 2100$  л. н. (ЛУ-2279), **Юмиж**  $45210 \pm 1430$  л. н. (ЛУ-1206) [4], **Томаш**  $34030 \pm 810$  л. н. (ЛУ-1257) [4].

На севере Печорской низменности аллювий повсеместно перекрыт мореной новоземельского ледника последнего оледенения: **стратотипические разрезы Шапкина 1-4** – серия из 10 дат от  $46570 \pm 1610$  л. н. (ЛУ-793) до  $36080 \pm 1780$  л. н. (ЛУ-395) [1, стр. 69-73], а также разрезы **Кипиево**  $\geq 50510$  л. н. (ЛУ-671), **Гарево**  $\geq 49300$  л. н. (ЛУ-343), **Анорга**  $47210 \pm 1270$  л. н. (ЛУ-674), **Хонгурей**  $45170 \pm 1290$  л. н. (ЛУ-1492), **Се-дуюха**  $44390 \pm 1150$  л. н. (ЛУ-780), **Голодная губа**  $44090 \pm 1160$  л. н. (ЛУ-676В), **Вельт-III**  $43250 \pm 1110$  л. н. (ЛУ-677), **Урдюга**  $42810 \pm 1200$  л. н. (ЛУ-533), **Тырыбей**  $39840 \pm 570$  л. н. (ЛУ-512А),  $38670 \pm 870$  л. н. (ЛУ-512В),  $38610 \pm 870$  л. н. (ЛУ-512), **Саркомбой**  $36750 \pm 600$  л. н. (ЛУ-1709), **Созьва-I**  $32690 \pm 950$  л. н. (ЛУ-1115А), **Созьва-II**  $44390 \pm 1170$  л. н. (ЛУ-1113В).

Развитие СГС началось в начальный период дегляциации – в фазу дезинтеграции последнего ледникового покрова вследствие активизации зон глубинных разломов древнего заложения в процессе восстановления изостазии. В результате повсеместно последовал спуск приледниковых подпрудных бассейнов.

В Западном Притиманье долины Сухоны и Сев. Двины, узкие, прямолинейные, врезанные в дочетвертичные отложения, заложилась вдоль зон глубинных разломов, отделяющих Балтийский щит от Московской и Мезенской синеклиз. Это произошло не позже 14 тыс. л. н. Река Сухона – один из основных истоков Сев. Двины, дренировала талые ледниковые воды из области Кубенского озера уже 14-13 тыс. л. н.: **Сухона**  $14140 \pm 60$  л. н. (ЛУ-2053) и  $13280 \pm 60$  л. н. (ЛУ-2130А). Сев. Двина к началу среднего дриаса впадала в водоприёмный бассейн в районе Двинской губы Белого моря [5]. Практически одновременно возродилась Вычегда в нижнем течении: **Виледь**  $13980 \pm 150$  л. н. (ЛУ-622). Немногим позже оформились русла среднего течения Вычегды и её притоков: **Локчим**  $12260 \pm 300$  л. н. (МГУ-ИОАН 208), **Грива** (р. Сысола)  $11220 \pm 60$  л. н. (ЛУ-2050), **Нидзь**  $11070 \pm 40$  л. н. (ЛУ-2423),  $10740 \pm 60$  л. н. (ЛУ-576),  $10950 \pm 70$  л. н. (ЛУ-675),  $10900 \pm 1300$  л. н. (МГУ-ИОАН-128).

Сток рек не раз прерывался вследствие нестабильности ледникового массива в области приустьевых частей современных Сев. Двины, Пинеги, Кулоя и Мезени. Это было обусловлено существованием здесь динамического контакта скандинавского и новоземельского ледников [1, стр. 196-198]. Затопление долин молодых рек зафиксировано в разрезах: **Гам**  $11900 \pm 130$  л. н. (МГУ-474), **Нидзь**  $10460 \pm 120$  л. н. (St-3327),  $10560 \pm 90$  л. н. (МГУ-ИОАН-90) и др. Стабильный речной сток в Белое море начался не ранее 9,1-9,0 тыс. л. н. [5]. Об этом же свидетельствует возраст наиболее молодой древесины, погребённой под отложениями последних фаз существования подпрудного Гамского озера: **Нидзь**  $9380 \pm 50$  л. н. (ЛУ-679). С этой датой хорошо согласуется возраст сосны в торфяниках старичных отложений самой высокой аллювиальной террасы р. Нившеры: **Нившера**  $8510 \pm 80$  л. н. (МГУ-ИОАН 207). Заметно моложе аналогичная терраса р. Мезень: **Мезень**  $7930 \pm 100$  л. н. (ЛУ-2375). Обе террасы формировались реками уже с хорошо разработанными руслами. Их сток был зарегулирован по сезонам года, что подтверждается как «классическими» деталями морфологии поверхности террас, так и закономерностями фациального состава отложений и их соотношений. Приведённый комплекс сведений в целом даёт основания полагать, что формирование СГС в Западном Притиманье началось 14 тыс. л. н. и закончилось 8 тыс. л. н.

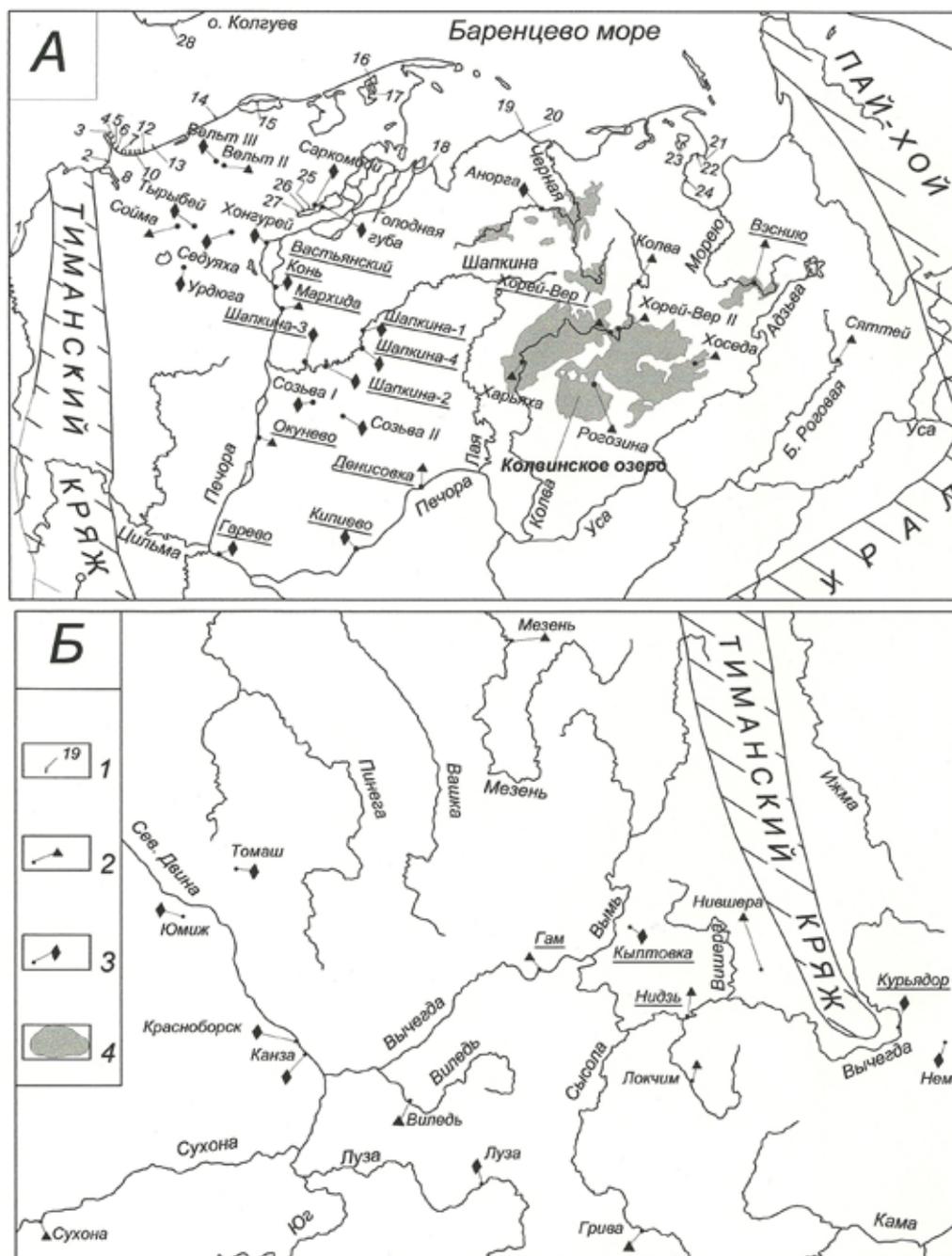


Рис. 1. Датирование ( $^{14}\text{C}$ ) разрезы Печорской низменности (А) и Западного Притиманья (Б).

1 – разрезы прибрежной террасы; 2 – разрезы поздне-последнего ледникового аллювия и озёрных отложений; 3 – разрезы микулинско-средневалдайского аллювия; 4 – интрагляциальные наледниковые озёра. Подчёркнуты названия опорных разрезов.

В Печорской низменности наиболее древний аллювий СГС моложе: **Окунёво**  $12540 \pm 130$  л. н. (ЛУ-763) и четыре даты из других частей торфяника этого же разреза:  $12740 \pm 160$  л. н. (ЛУ- 516А),  $11830 \pm 220$  л. н. (516В),  $10780 \pm 190$  л. н. (ЛУ-1117) и  $10750 \pm 220$  л. н. (ЛУ-1118); **Денисовка**  $12360 \pm 170$  л. н. (ЛУ-390) – нижняя часть торфяника и  $12260 \pm 180$  л. н. (ЛУ-364В) – верхняя часть того же слоя.

Окунёвский аллювий перекрыт песчаной толщей. Её происхождение было установлено нами при изучении позднеледниковой – прибрежной террасы Баренцева моря, непрерывно прослеживающейся от Чешской губы на западе до Хайпудырской на востоке [1, 6]. В 28 разрезах прибрежной террасы (рис. 1) были обнаружены, изучены и датированы (36 датировок) два горизонта торфа. Нижний горизонт погребён под песчано-алевритовой толщей позднеледниковой трансгрессии, образующей прибрежную террасу, а верхний – покрывает поверхность террасы. Временной интервал трансгрессии был определён по разности минимального

возраста погребённого торфа и максимального возраста базальных слоёв поверхностных торфяников: начало – 12 тыс. л. н., окончание – 8,6 тыс. л. н. Максимальная амплитуда трансгрессии не превышала 30 м.

Распространение прибрежной террасы не ограничивается побережьем Баренцева моря. По долине Печоры эта терраса внедряется глубоко в сушу, проникая в долины рек Шапкина, Сула, Созьва и др. Именно её отложения перекрывают аллювий в разрезе *Окунёво*. Из этого факта следует, что на севере Печорской низменности затопление долин молодых рек привело к образованию разветвлённого эстуария, что было связано не с подвижками деградирующего ледника, а с изменением соотношения скоростей гляциоизостатического послеледникового поднятия суши и гляциоэвстатического повышения уровня Баренцева моря в пользу последнего.

Послеледниковые долины рек выше абс. отметок +30 м не были затоплены водами этой, **окунёвской ингрессии**, и наиболее древний аллювий (цокольные террасы) в них имеет возраст: *Сойма* 10170±130 л. н. (ЛУ-1495), *Вельт-II* 9630±170 л. н. (ЛУ-553А). Окончательно сток рек северной части Печорской низменности был зарегулирован позже, чем в бассейне Сев. Двины: древесина из наиболее древней террасы р. Б. Роговой – *Сяттей* 7270±60 л. н. (ЛУ-1765). Это связано с более поздним, чем в Западном Притиманье, освобождением водоразделов от мёртвого льда, о чём свидетельствует хронология наледниковых интрагляциальных озёр.

В период деградации множество их возникало в понижениях поверхности ледника. Их размеры были различны: от первых до десятков км<sup>2</sup>. Одно из них – озеро Вэснию (рис. 1), спущенное р. Морею около 7,5 тыс. л. н., рассмотрено нами ранее [1, стр. 146-149]. Ещё более крупное озеро – Колвинское, образовалось в депрессии Колвинской ледниковой лопасти (рис. 1). Отложения озера (поверхность дна) образуют террасу, взаимоотношение которой с ледниковым рельефом также детально рассмотрены нами ранее [1 стр. 127-133], поэтому здесь мы остановимся лишь на хронологии этого озера. Палиноспектры базальных слоёв его разреза, как и у проталинных лимнокамов [1, стр. 144-147], представлены исключительно комплексами микрофоссилий плохой сохранности, характерными для основных морен. Это связывает начало формирования озера с началом этапа аральной дегляциации [1, стр. 200], с периодом смыва в озеро вытаявающей абляционной морены. Практическое отсутствие растительности на берегах озера объясняет и отсутствие органики в его разрезах, что не позволило датировать этот этап. Накопление отложений Колвинского озера продолжалось и в голоцене. Средняя часть разреза озёрных отложений получила надёжную датировку: *Хоседа* 8870±80 л. н. (ЛУ-1246) – торф, 8730±70 л. н. (ЛУ-1111) – древесина из этого же торфа. Мелководные участки Колвинского озера вскоре начали заболачиваться: *Рогозина* 8400±100 л. н. (ЛУ-1772) – базальный слой поверхностного торфяника. Но в глубоких частях озера осадконакопление продолжалось. Здесь, в глинистых алевролитах, датирован горизонт плавника – стволов елей с корневищами: *Хорейвер-I* 7830±80 л. н. (ЛУ-607). Ранее эти алевролиты считались одним из стратотипов роговской свиты, что было нами опровергнуто [7]. Колвинское озеро было спущено к югу рекой Колвой не позже 7820±90 л. н. (ЛУ-1769) – торф и 7690±90 л. н. (ЛУ-1768) – корень ели в этом же торфе (разрез *Харьяха*), т.е. практически одновременно с озером Вэснию. Аллювий наиболее древней террасы р. Колвы в разрезе *Хорейвер-II* имеет возраст 7690±90 л. н. (МГУ-222) или 7640±60 л. н. (ЛУ-1241) в разрезе *Колва*.

Итак, приведённая система гидрологических и геолого-геоморфологических сведений, опирающаяся на надёжный хронологический фундамент (более 100 дат), доказывает, что современная гидрографическая сеть северо-востока Русской равнины развивалась в процессе деградации поздневалдайских (МИС-2) ледников.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. – М.: Аэрогеология, 2005. – 222 с.
2. Гуслицер Б.И., Дурягина Д.А. Природные обстановки в бассейне Верхней Вычегды в средне-поздневалдайское время // Геология и полезные ископаемые Европейского северо-востока. Сыктывкар, 1983. – С. 26-27.
3. Арсланов Х.А., Левина Н.Б., Баранова В.Н. и др. Новые данные по геохронологии и стратиграфии позднего плейстоцена бассейна рек Вычегды и Верхней Печоры // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. – М.: Наука, 1987. – С. 97-101.
4. Арсланов Х.А., Левина Н.Б., Останин В.Е. и др. О геохронологии и стратиграфии позднего плейстоцена и раннего голоцена бассейна Северной Двины // Вестник ЛГУ, геология, география. – 1984. – № 12. – С. 57-66.
5. Барановская О.Ф., Плешивцева Э.С., Травина М.А. Стратиграфия морских отложений позднего плейстоцена и голоцена низовьев р. Северной Двины (по опорным разрезам) // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера Европейской части СССР. – Петрозаводск, 1977. – С. 111-118.
6. Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М., Тertyчная Т.В. Новые данные по геохронологии и палеогеографии позднего плейстоцена и раннего голоцена на севере Печорской низменности // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. – М.: Наука, 1987. – С. 101-111.
7. Лавров А.С., Арсланов Х.А. Возраст и генезис террас Печорской низменности: новые геологические и радиоуглеродные данные // Речные системы и мелиорация. Часть I. – Новосибирск, 1977. – С. 128-132.

**НЕКОТОРЫЕ РАЗЛИЧИЯ БОЛЬШИХ И МАЛЫХ МЕЖЛЕДНИКОВИЙ  
(НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ)**

**Лаухин С.А.<sup>1</sup>, Фирсов А.М.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Московская государственная академия коммунального хозяйства и строительство,  
Российский государственный геологоразведочный университет, Москва, valvolgina@mail.ru

<sup>2</sup>ОАО «Фундаментпроект», Москва

**SOME DISTINCTIONS OF BIG AND SMALL INTERGLACIALS  
(BY WAY OF EXAMPLE OF WESTERN SIBERIA DURING LATE PLEISTOCENE)**

**Laukhin S.A.<sup>1</sup>, Firsov A.M.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Moscow State Academy of Municipal Economy and Building,  
Russian State University of Geological Prospecting, Moscow

<sup>2</sup>PC «Fundamentproject», Moscow

В океанской изотопной шкале чётные стадии (МИС) соответствуют оледенениям, а нечётные – межледниковьям. Такое положение закреплено МСК [6, 19]. Однако межледниковья оказались неравноценными. Одни из них были продолжительные (большие) и в их оптимум уровень Мирового океана достигал современного положения (или немного выше), а климат был более тёплым по сравнению с современным; другие были короче (малые) и уровень океана не достигал современного, а отличий их от больших так много, что ряд исследователей [4, 8, 14 и др.] объединяют в одно (валдайское, вислинское) оледенение МИС 2, МИС 3, МИС 4 и 60-90% МИС 5. Обсудим положение, принятое МСК [19], с позиций больших и малых межледниковий, не выходящих за рамки нечётных МИС на примере Западной Сибири, привлекая данные из соседних регионов. После 27 МГК проблема больших и малых оледенений [1] в отечественной литературе почти не обсуждалась. Между тем, на примере малого, каргинского, межледниковья Сибири (МИС 3) видно, насколько назрела эта проблема.

Каргинский горизонт выделен в Западной Сибири В.Н. Саксом ещё в 40-х гг. XX в., но уже в середине их он отмечает «обеднение теплолюбивыми формами, легко объяснимое менее широкой, чем в межледниковую эпоху, связью с Баренцевым и Карским морями... на Новой Земле нет признаков потепления в фауне каргинских террас» [20, с. 44], т. е. «каргинская проблема» обсуждалась уже в 40-е годы, хотя и тогда, и позже В.Н. Сакс называл каргинское время межледниковым. Первая <sup>14</sup>C-дата в Сибири получена в 1954 г. Хотя большая часть <sup>14</sup>C-дат уже в 60-х годах была признана невалидной [12, 13 и др.], благодаря <sup>14</sup>C-датам определилось начало каргинского времени – 50-22 тыс. лет назад (тыс. л. н.), выделено [13] три потепления: раннее (50-45 тыс. л. н.), малохетское (43-33 тыс. л. н.) и липовско-новосёловское (30-22 тыс. л. н.), разделяющие их два похолодания: раннее (около 45 тыс. л. н.) и конощельское (33-30 тыс. л. н.). Позже названия и датировки их менялись [4, 8 и др.], но количество и последовательность оставалась неизменной. Последние 55 лет разные авторы называют его межледниковьем, интерстадиалом, межстадиалом или мегаинтерстадиалом, а у В.С. Волковой и др. [8] на разных страницах каргинское время названо то межстадиалом (с. 162), то межледниковьем (с. 117, 183), а то – мегамежстадиалом (межледниковьем?) (с. 162). Были и другие предложения. Х.А. Арсланов выделил липовско-новосёловский межстадиал. Межстадиал подразумевает наличие стадий оледенения, которые разделены им. Но липовско-новосёловский «межстадиал» в понимании Х.А. Арсланова разделяет два «тёплых» этапа каргинского времени и только потом, около 22 (24?)–20 тыс. л. н., известна первая стадия сартанского оледенения. Также странным представляется выделение малохетского малого межледниковья [7] продолжительностью 40-33 (38-33?) тыс. л. н., отделенного от зырянского и сартанского оледенений, соответственно, десятью - пятнадцатью и девятью - десятью тысячами лет двух разных этапов каргинского неледникового времени.

Рассмотрим некоторые различия большого, казанцевского (МИС 5), и малого, каргинского (МИС 3), межледниковий. Большое межледниковье почти вдвое продолжительнее малого. Уровень Мирового океана во время большого межледниковья был на несколько метров выше, а во время малого – на 40 или 50 м ниже, чем ныне [18] при уровне его в максимум последнего оледенения около 120 м [14]. Межрегиональное различие палеоклиматов микулинского (казанцевского) межледниковья, описанное в [14], вероятно свойственно и каргинскому времени, но в полной мере в Западной Сибири и соседних территориях оно не выявлено. Однако трансгрессия моря, связанная с проникновением вод тёплого Северо-Атлантического течения в казанцевское время [14], повторилась и в каргинское время примерно в той же последовательности палеоклиматических событий, как и в большом межледниковьи. В этом сходство большого и малого межледниковий. Правда, В.И. Астахов [5], признавая развитие казанцевской трансгрессии, полностью отрицает каргинскую ингрессию, ставя под сомнение <sup>14</sup>C-даты 60-70-х гг., приведенные в [2 и др.]. Необходимость ревизии многих из них он доказывает убедительно и вероятно, что каргинская ингрессия распространялась не так широко, как казалось раньше [2, 18, 24 и др.], но вряд ли это доказательство позволяет полностью отрицать развитие данной

ингрессии. Тем более что развитие этой ингрессии подтверждается ЭПР датами по морским моллюскам от 53,3 до 21,6 тыс. л. н., полученными в Кёльнском [8] и от 40 до 24,8 тыс. л. н. в Таллинском университетах (устное сообщение А.Н. Молодкова). Недавно получены АСМ даты непосредственно по фораминиферам [11]: бореальным – 39 тыс. л. н. на севере Таймыра и арктобореальным – 31,3 тыс. л. н. на р. Нижняя Таймыра (75° с.ш.).

Отличие же их в том, что региональное различие большого межледниковья было контрастнее, но проще, чем у малого. Именно в Западной Сибири проходит переходная зона между областями атлантического и тихоокеанского влияния [15]. Сюда заходят обе области: на юго-западе – атлантического, на северо-востоке тихоокеанского влияния. Для первой характерен интерстадиальный («европейский»), а для второй – межледниковый тип каргинского времени с палеоклиматом в оптимум (и не только), близким к современному. Во втором случае потепление каргинского времени выражено чётко: на Енисее северная граница степи продвигается к Ангаре на 100-150 км севернее её современного положения; а северная тайга 45,8 тыс. л. н. находилась у мыса Шайтанского [10] на 500 км севернее её современной северной границы. Далее к востоку на Таймыре у оз. Лабаз (72° с.ш.) температура и сумма осадков были соответственно выше современных: 50-44 тыс. л. н. (раннее потепление) на 2,5-3°С и 75-100 мм, а 38,9-33 тыс. л. н. (среднее потепление) на 1,5°С и 50-75 мм [21]. В первой зоне каргинское время было мегаинтерстадиальным. В зоне атлантического влияния на Оби (61° с.ш.) смещение растительных зон к югу превышало 800 км во время похолоданий и могло достигать 600-300 км во время потеплений [17]. Севернее, около 65° с.ш. на Оби в разрезе Золотой Мыс [16] во время потеплений растительность была близка современной (северная тайга). А ещё на 2-3° севернее каргинский горизонт представлен отложениями тёплой ингрессии моря, в оптимум придонные температуры летом достигали 5°С [8]. Переходная зона каргинского времени имеет, видимо, более сложный характер, чем казалось раньше [25]. На севере она заходила далеко на запад, вероятно до разреза Ленинградский проспект [7]. Но расположение разрезов среднего валдая с палеоклиматом оптимума, близким современному климату на Русской равнине, далеко выходит за рамки проблем Западной Сибири и здесь не обсуждается. Таким образом, если характер малого, каргинского, межледниковья существенно меняется даже в пространстве Западной Сибири, то большое межледниковье не имеет столь больших изменений на площади даже всей Северной Евразии [14].

Стратотип каргинского горизонта ареальный, состоит из стратотипов его подгоризонтов. <sup>230</sup>Th/U-датирование, сопряженное с <sup>14</sup>C-датированием и палеоботаническим изучением этих стратотипов, показало, что почти все они относятся к МИС 5, при этом, в слоях каргинского возраста выделяются всё те же 2 похолодания и 3 потепления [16, 26]. Детальная изученность этих и других разрезов, ранее отнесенных к каргинскому горизонту, позволила сопоставить их с палеоклиматической кривой ледового ядра Гренландии [23]. В отложениях большого межледниковья Западной Сибири были выделены аналоги палеоклиматических событий 5e1, 5e2, 5e3, 5e4 и 5e5 [17, 26]. Выясняется, что в Западной Сибири казанцевское межледниковье началось раньше, чем МИС 5 [22]: ТЛ-даты до 140-150 тыс. л. н. нескольких разрезов [4], <sup>230</sup>Th/U-дата торфяника Шур 1 до 137+11/-9,2 тыс. л. н. [3], уран-ториевые даты 140-138 тыс. л. н. донных осадков оз. Байкал [9], максимально тёплый интервал на Таймыре около 140 тыс. л. н. [27] и т. д. На кривой ледового ядра площади Summit палеоклиматическое событие 5e5 также имеет возраст 126-131(134?) тыс. л. н. [23]. Видимо, главный оптимум большого межледниковья наступил и отразился на континенте на несколько тысяч лет раньше, чем произошло распреснение океана, соответствующее МИС 5e. Амплитуда колебаний климата во время подстадий МИС 5 была очень большая. Если в МИС 5e южная тайга на севере распространялась до берега моря и многолетняя мерзлота на северо-западе Западной Сибири отсутствовала, а на северо-востоке могла быть только на севере Таймыра, то в МИС 5d около 61° с.ш. была тундростепь [16], а в МИС 5b на шельфе могло быть покровное оледенение [28] и предполагается значительное снижение уровня океана. Это служит одной из причин включения части МИС 5 в ранневалдайское ледниковое время. В большом и малом межледниковьях Западной Сибири выделяется по пять основных палеоклиматических событий: 3 потепления и 2 похолодания; второе похолодание в обоих межледниковьях было максимальным. В этом их сходство, различие – в меньшей амплитуде потеплений и похолоданий малого межледниковья. В каргинское время многолетняя мерзлота, видимо, не поднималась выше 60° с.ш., а во время похолоданий она могла распространяться до предгорий Алтая [16]. Особенно ярко различие межледниковый проявилось в положении главного оптимума малого и большого межледниковий в последовательности палеоклиматических событий. В казанцевское время он был в самом начале межледниковья, а в каргинское главный оптимум был «плавающим» во времени: он наблюдался в разных районах то в среднем, то в раннем потеплении и только к востоку от Колымы (ближе к Тихому океану) оптимум малого межледниковья будто сдвигается в раннее потепление [18].

В одном докладе обсудить все различия большого и малого межледниковий даже в пределах позднего плейстоцена Западной Сибири, а главное, проблему «размещения» оледенений в пределах одних только чётных МИС, невозможно. Вероятно, различия их в среднем и раннем были отличны от таковых в позднем плейстоцене. Тем более невозможно решить эту проблему на региональном (Западная Сибирь) или межрегиональном уровне, т. к. проблема глобальная. Однако перспективным путём её решения представляется изучение изменений соотношения гидросферы в твёрдом и жидком её состоянии, т.е. объёма льдов и уровней океана. Разработка понятий «большое» и «малое» межледниковье может стать одним из возможных способов решения этой проблемы.



Авторы выражают глубокую признательность В.Ю. Кузнецову, Ф.Е. Максимова, Х.А. Арсланову за  $^{14}\text{C}$ - и  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирование, Ф.Е. Величкевичу за определение макрофлоры и Г.Н. Шиловой за проведение палинологического анализа. Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант 11-05-01173.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев М.Н., Девяткин Е.В., Архипов С.А. и др. Проблемы четвертичной геологии Сибири // Доклады XXVII МГК. Секция 03. – М.: Наука, 1984. – С. 3-14.
2. Антропоген Таймыра. – М.: Наука, 1982. – 184 с.
3. Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Лаухин С.А. и др. Применение усовершенствованных вариантов  $^{14}\text{C}$  и  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  методов для обоснования хронологии позднеплейстоценовых отложений Западной Сибири // Материалы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – М, 2007. – С. 18-20.
4. Архипов С.А. Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 12. – С. 1863-1884.
5. Астахов В.И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюлл. комисс. по изучению четвертичного периода. – 2009. – № 69. – С. 8-24.
6. Борисов Б.А. Дальнейшее совершенствование Общей стратиграфической шкалы четвертичной системы // Геологические события неогена и квартала России. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 16-19.
7. Величко А.А. Средневалдайский, зырянно-сарганский мегаинтерстадиал и климатический ранг его оптимума // Матер. VI Всеросс. совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск, 2009. – С. 107-109.
8. Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е. и др. Кайнозой Западной Сибири. – Новосибирск: ГЕО, 2003. – 247 с.
9. Гольдберг. Е.Л., Грачев М.А., Эджингтон Д. и др. Уран-ториевая датировка двух последних межледниковий в осадках озера Байкал // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. – Новосибирск: ИАиЭ СО РАН, 2002. – С. 92-99.
10. Гусев Е.А., Большианов Д.Ю., Полякова Е.И. и др. Актуальные вопросы четвертичной стратиграфии и палеогеографии Усть-Енисейского района // Матер. VI Всеросс. совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск, 2009. – С. 166-169.
11. Гуськов С.А., Кузьмин Я.В., Левчук Л.К., Барр Дж.С. Первые радиоуглеродные даты по раковинам фораминифер из каргинских морских отложений полуострова Таймыр (север Средней Сибири) и их интерпретация // ДАН. – 2008. – Т. 421. – № 6. – С. 795-797.
12. Зубаков В.А. Приобская Сибирь // Геохронология СССР. Т. III. – Л.: Недра, 1974. – С. 187-209.
13. Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. – М.: Наука, 1974. – 255 с.
14. Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления. Ретроспективный анализ и сценарии. – М.: ГЕОС, 2010. – 220 с.
15. Лаухин С.А. Некоторые особенности палеогеографии среднего вюрма во внетропической части северного полушария // Тез. докладов XI конгресса ИНКВА. Т. I. – М.: ВИНТИ, 1982. – С. 150-151.
16. Лаухин С.А., Арсланов Х.А., Шилова Г.Н. и др. Палеоклиматы и хронология средневюрмского мегаинтерстадиала на Западно-Сибирской равнине // ДАН. – 2006. – Т. 411. – № 4. – С. 540-544.
17. Лаухин С.А., Фирсов А.М. Стратиграфия и палеогеография позднего плейстоцена Среднего Приобья по результатам изучения разреза Кирьяс (Западная Сибирь) // Бюлл. МОИП. – Т. 83. – Вып. 2. – 2008. – С. 40-50.
18. Лаухин С.А., Фирсов А.М. Палеоклиматические и палеоландшафтные возможности заселения равнин и плоскогорий Северной Азии к северу от южного горного пояса Сибири // Вестник археологии, антропологии и этнографии. – 2010. – № 1 (12). – С. 216-225.
19. Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. – СПб: ВСЕГЕИ, 2008. – 127 с.
20. Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике // Тр. АНИИ. – Т. 201. – 1948. – 134 с.
21. Andreev A.A., Sigert Ch., Klimanov V.A. et al. Late Pleistocene and Holocene Vegetation and Climate on the Taymyr Lowland, Northern Siberia // Quaternary Research. – 2002. – V. 57. – P. 138-150.
22. Bassinot F.E., Laberie L.D., Vincent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett. – 1994. – V. 126. – P. 91-108.
23. Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B. et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record // Nature. – 1993. – V. 364. – № 6434. – P. 218-220.
24. Gusskov S.A., Levchuk L.K. Foraminiferal complexes and paleoceanographic reconstructions of the Middle and Late Pleistocene interglacial basins in the North of Siberia // Antropozoic. – V. 23. – 1999. – P. 125-132.
25. Laukhin S.A., Drozdov N.I. Paleocological aspect of Paleolithic Man Settling in Northern Asia and His Migration to the Northern America // Bangkok: CCOP/TP-22, 1991. – P. 133-144.
26. Laukhin S.A., Gaigalas A. On the palaeoclimatic structure of MIS-5 analogs in the midland part of Siberia (palaeobotanical and U/Th-dating data) // Geologija. – 2008. – V. 50. – N 3. – P. 176-187.
27. Molodkov A., Bolikhovskaya N. Climato-chronostratigraphic framework of Pleistocene terrestrial and marine deposits of Northern Eurasia, based on pollen, electron spin resonance, and infrared optically stimulated luminescence analysis // Estonian J. of Earth Sciences. – 2010. – V. 59. – N 1. – P. 49-62.
28. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northeastern Eurasia // Quaternary Science Review. – 2004. – V. 23. – P. 1229-1271.

СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ СПЕКТРЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ФАЦИЙ  
ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕР ПОБЕРЕЖЬЯ БЕЛОГО МОРЯ

Лаврова Н.Б.<sup>1</sup>, Колька В.В.<sup>2</sup>, Корсакова О.П.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, lavrova@krc.karelia.ru

<sup>2</sup> Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты

POLLEN SPECTRA IN THE LITHOLOGICAL FACIES OF LAKE BOTTOM SEDIMENT  
ON THE WHITE SEA COAST

Lavrova N.B.<sup>1</sup>, Kolka V.V.<sup>2</sup>, Korsakova O.P.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geology Karelian Science Centre RAS, Petrozavodsk

<sup>2</sup> Geological Institute Kola Science Centre RAS, Apatity

Целью проведённых исследований было изучение относительного перемещения уровня Белого моря в голоцене на основе литологического и микропалеонтологического изучения донных осадков в котловинах малых озёр, расположенных на разных гипсометрических уровнях, а также радиоуглеродного датирования интервалов переходных зон между морскими и континентальными пресноводными осадками.

Ранее [1] в разрезах донных отложений в озерных котловинах беломорского побережья выделены пять генетических фацциальных разновидностей донных осадков, отражающих различные условия их накопления, существовавшие в позднеледниковое время и в голоцене. Это осадки фацции позднеледникового приледникового озера (I); осадки переходной зоны от пресноводных к морским условиям седиментации (фацция II); морские осадки (фацция III); осадки переходной зоны от морских к озерным отложениям (фацция IV); континентальные осадки пресноводного озера (фацция V). Используя комплекс сопряженных микропалеонтологических методов, удалось установить особенности спорово-пыльцевых спектров в осадках, соответствующих разным фациям, по разрезам донных отложений в котловинах малых озёр северной части Прибеломорской низменности. Были изучены разрезы донных отложений в котловине безымянного озера с отметками уреза воды 57,3 м над уровнем моря (н. у. м.) в районе пос. Энгозеро (разрез Энгозеро), озера Малое Коржино с абс. отметкой 66,9 м н. у. м. и озера Коржино (72 м н. у. м.) в районе поселка Кузема (разрезы Кузема 1 и 2, соответственно), а также разрез Чупа с абс. отметкой 81,5 м н. у. м.

Разрез Энгозеро (65°47'26" с.ш., 34°12'48" в.д.) мощностью 3 м представлен (снизу вверх) морскими (I) песками и алевритами (интервал глубин от поверхности воды в озере 7,50-7,19 м, фацция III), переходным (фацция IV) интервалом на глубине 7,19-6,97 м, где отмечено переслаивание алеврита и органического материала, и озерной гиттией (фацция V) в интервале глубин 6,97-4,50 м.

Разрез Кузема 1 (65°22'53" с.ш., 33°43'11" в.д.) имеет мощность 8,1 м. В нижней части разреза (ниже 3,47 м) залегают пески, которые по данным диатомового анализа отнесены к переходным от приледникового перигляциального озера к морским (фацция II). На них залегают морские алевриты (фацция III) на глубине 3,47-3,29 м, осадки переходной зоны – алевриты и органический материал (фацция IV) в интервале глубин 3,29-3,15 м, озерная гиттия (фацция V) в интервале 3,15-1,70 м.

Разрез Кузема 2 (65°23'25" с.ш., 33°33'59" в.д.) имеет мощность 3,2 м. Снизу вверх здесь вскрыты в интервале глубин 5,1-3,50 м – песок мелко-среднезернистый, слоистый (фацция I); на глубине 3,50-3,12 м – глина слоистая (ленточноподобная), представляющая переход от приледникового бассейна к морскому (фацция II); в интервале 3,12-3,05 м – алеврит и органический материал с текстурами взмучивания. Строго говоря, этот интервал не соотносится ни с одной из выделенных ранее фацций, он формировался при деградации (таянии) льда, блокировавшего депрессию, и свидетельствует о значительном стратиграфическом несогласии с вышележащей гиттией в интервале глубин 3,05-1,90 м (фацция V). По предварительным данным диатомового анализа в интервале 3,12-3,05 м обнаружены преимущественно пресноводные диатомеи (определения Шелеховой Т.С.), поэтому условно этот интервал был отнесён к осадкам фацции V.

Разрез Чупа (66°16'36" с.ш., 32°41'28" в.д.) имеет мощность 4,5 м. Снизу вверх вскрыты: на глубине от поверхности воды 8,72-8,50 м – алеврит, глина, песок (фацция I); на глубине 8,50-7,91 м – алеврит, песок с обильным органическим материалом, слоистый (фацция II); выше (на глубине 7,91-6,95 м) с неотчетливым несогласием залегают морские пески и алевриты слоистые (фацция III); на глубине 6,95-6,80 м – гиттия с алевритом неотчетливо слоистая (фацция IV) градиционно переходит в гиттию неслоистую (фацция V).

Осадки перигляциального озера представлены (фацция I) алевритами, глинами, песком (разрез Чупа), песком разнозернистым (разрез Кузема 2). Спорово-пыльцевые спектры разреза Кузема практически немые, в них зафиксированы единичные пыльцевые зерна *Pinus*, *Picea*, *Betula* sect. *Albae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*. В спорово-пыльцевых спектрах разреза Чупа среди пыльцы древесных преобладает пыльца *Betula* sect. *Albae* (*Betula pubescens*, *B. czerepanovii*), среди травянистых – *Artemisia*, спор – *Bryales* и *Polypodiaceae*. Отмечена пыльца таксонов, свойственных позднеледниковым отложениям Карелии: *Ephedra*, *Hippophae rhamnoides*,

*Helianthemum, Pleurospermum, Chenopodium album, Ch. rubrum, Ch. polyspermum, Eurotia ceratoides, Salsola kali, Atriplex nudicalis, Salicornia herbacea, Dryas octopetala, Diphasiastrum alpinum, Cryptogramma crispa.* Состав спорово-пыльцевых спектров свидетельствует о позднеледниковом возрасте отложений. Это подтверждается радиоуглеродной датировкой (приблизительно 10 400  $^{14}\text{C}$  лет), полученной из расположенных выше осадков переходных от приледниковых к морским (фашия II). Различная концентрация пыльцы в осадках фашии I разрезов Чупа и Кузема 2 объясняется, по всей вероятности, особенностями формирования спектров.

Осадки переходной зоны от пресноводных условий седиментации к морским (фашия II) представлены в разрезе Чупа алевритами и песком с обильным органическим материалом, которые начали накапливаться несколько ранее 10 400  $^{14}\text{C}$  л. н. Спорово-пыльцевые спектры отличаются нарастанием доли пыльцы *Betula sect. Albae, B. nana, Ericales*. Уменьшается количество пыльцы *Artemisia, Chenopodiaceae*. Среди травянистых доминирует пыльца *Cyperaceae* и *Poaceae*, в группе разнотравья – пыльца *Asteraceae, Brassicaceae, Caryophyllaceae, Rumex*, среди споровых – *Bryales, Polypodiaceae*. Состав перигляциальной флоры не изменился.

Спорово-пыльцевые спектры осадков фашии II разреза Кузема 2, представленные слоистой ленточнопобной глиной, имеют свои особенности: образцы из нижней части толщи немые, выше по разрезу количество пыльцы увеличивается, ис глубины 3,25 м состав спектров по количеству и разнообразию пыльцы становится почти аналогичным таковому в разрезе Чупа.

Во временном интервале 11000-10000  $^{14}\text{C}$  во время похолодания произошла реактивация ледника и его фронт продвинулся на восток, заблокировав многие озерные котловины на побережье. Однако, в котловине безымянного озера на 81,5 м н. у. м. (разрез Чупа), расположенного на побережье Кандакашского залива с глубинами около 300 м, под отепляющим влиянием глубоководного бассейна, седиментация осадков фашии II не прерывалась. Котловина оз. Коржино (72 м н. у. м., разрез Кузема 2) находится на побережье мелководного (глубины до 20 м) бассейна. До реактивации ледника в ней некоторое время накапливались осадки фашии II, после чего котловина была заблокирована льдом.

Морские осадки фашии III представлены песками и слоистыми алевритами (разрез Чупа), морскими алевритами (разрез Кузема 1), песками и алевритами (разрез Энгозеро). Для спорово-пыльцевых спектров осадков фашии III характерно преобладание и некоторое нарастание вверх по разрезу пыльцы *Betula sect. Albae*, свои позиции во всех разрезах в той или иной степени теряет пыльца *Betula nana, Ericales, Artemisia, Chenopodiaceae*. В морских отложениях разрезов Энгозеро и Чупа встречена пыльца типичных представителей перигляциальной флоры. Количество пыльцы *Cyperaceae* и *Poaceae* в спорово-пыльцевых спектрах всех разрезов возрастает. Таксономический состав трав и споровых во всех разрезах практически одинаков. В составе палиноспектров, выделенных в морских отложениях и отложениях переходных от морских к пресноводным в изучаемых разрезах постоянно встречается пыльца *Atriplex nudicalis, Salicornia herbacea, Plantago*, а также пыльца по своим морфологическим особенностям принадлежащая типу *Aster*. Этот тип включает пыльцу из разных родов, но с комплексом пыльцы и спор по экологии и географическому распространению наиболее совместим только один вид – *Tripolium vulgare*. Пыльца рода *Plantago* по нашему мнению принадлежит виду *Plantago maritima*, для определения пыльцы этого вида, а также пыльцы *Aster*-type, были использованы атласы определители [2, 3, 4], эталонная коллекция Института геологии КарНЦРАН, а также пыльца, полученная из гербарного материала Института леса КарНЦ РАН. Кроме того, были изучены субрецентные спорово-пыльцевые спектры из поверхностных отложений зоны, затопляемой во время прилива, где зафиксировано значительное количество пыльцевых зерен, принадлежащих *Aster*-type.

Следует отметить, что в разрезе Кузема 2 не выделены морские осадки фашии III и осадки фашии IV (осадки переходной зоны от морских к озерным отложениям). Тем не менее, в интервале глубин 3,25-3,15 м зафиксирована пыльца галофитов *Atriplex nudicalis* и *Salicornia herbacea*, а также *Plantago* и *Aster*-type, относимая нами к пыльце растений-галофитов.

При регрессии Белого моря в депрессиях рельефа на побережье образовывались озера, в которых некоторое время (пока уровень моря располагался близко к порогу стока из этой депрессии) формировались осадки переходной зоны (фашия IV). Эти осадки представлены, главным образом, алевритом с органическим материалом. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца *Betula sect. Albae*, отражая на региональном уровне преимущественную роль березы в лесах, а на локальном свидетельствует о зарастании березой как пионерной древесной породой территорий, осушенных при регрессии моря. Объединяющим фактором для спорово-пыльцевых спектров, соответствующих осадкам фашии (IV) в изученных разрезах, являются именно локальные компоненты спектров: пыльца *Atriplex nudicalis, Salicornia herbacea, Aster*-type, *Plantago*, кривые которых выклиниваются к верхней границе палинозон. Заметные изменения происходят с пыльцой *Cyperaceae* и *Poaceae*: увеличению пыльцы злаковых предшествует увеличение осоковых, что определено изменениями растительности на первых этапах образования озер на территории, постепенно освобождающейся от моря. При отступании моря увеличиваются площади, на которых распространяются сначала осоковые, затем злаковые сообщества. Разные значения количества пыльцы обусловлены разной скоростью регрессии моря, особенностями рельефа и субстрата.

Континентальные осадки пресноводных озер (фация V) представлены гиттией. Смена морских обстановок осадконакопления на пресноводные озерные началась в пребореале и продолжалась постепенно по мере регрессии моря. В процессе опреснения водоемов, начиная с озер, расположенных в настоящее время на наиболее высоких отметках, уменьшается и засоленность субстрата, делая местообитания непригодными для галофитов. По мере полного опреснения водоемов появляется пыльца водных и прибрежно-водных растений пресноводных водоемов, а также колонии водорослей *Pediastrum*.

Следует отметить, что в нижней части пресноводных отложений разрезов зафиксирована пыльца реликтов ледниковой эпохи (*Ephedra*, *Hippophae rhamnoides* и др.). Здесь, возможно, проявилось влияние не только климатического фактора, но и регрессии моря. Вслед за отступающим морем началось расселение растений, в первую очередь пионерных видов. В условиях несомкнутого растительного покрова, длительному сохранению растений, присущих перигляциальным условиям, способствовало отсутствие конкуренции. Это подтверждается низкой концентрацией пыльцы не только в осадках I, II, III, IV фаций, но и частично в осадках фации V.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-00791-а).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Послеледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. – Апатиты: Кольский НЦ РАН, 2005. – С. 15-25.
2. Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Пыльца и споры растений флоры Европейской части СССР. Т. 1. – Л.: Наука, 1972. – 171 с.
3. Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Пыльца двудольных растений флоры Европейской части СССР. Lamiales-Zygophyllaceae. – Л.: Наука, 1978. – 184 с.
4. Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. Pollen analysis // Second edition. Blackwell Science. – London, Malden, Carlton, 1991. – 216 p.

### УРОЧИЩЕ БАРСОВА ГОРА – УНИКАЛЬНЫЙ ОБЪЕКТ ЛЕДНИКОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ТАЕЖНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ СРЕДНЕГО ПРИОБЬЯ

Левина Н.Б.<sup>1</sup>, Ткаченко В.А.<sup>1</sup>, Тюрин В.Н.<sup>2</sup>, Лаврович Н.Н.<sup>1</sup>, Щепетова Е.В.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, [Liza@aerogeologia.ru](mailto:Liza@aerogeologia.ru)

<sup>2</sup> ООО «Гиперборея», ИК НПЦ «Барсова Гора», Сургут

<sup>3</sup> Геологический институт РАН, Москва

### BARSOVA GORA IS THE UNICAL OBJECT OF GLACIAL GEOLOGY AND TAIGA VEGETATION IN THE MIDDLE PRIOBIE

Levina N.B.<sup>1</sup>, Tkachenko V.A.<sup>1</sup>, Turin V.N.<sup>2</sup>, Lavrovich N.N.<sup>1</sup>, Shepetova E.V.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> SSPE «Aerogeologia», Moscow

<sup>2</sup> «Giperborea» LLC, «Barsova Gora» SMC, Surgut

<sup>3</sup> Geological Institute, RAS, Moscow

Урочище Барсова Гора, расположенное на правом берегу р. Оби в 7 км к западу от г. Сургута, входит в число наиболее ценных природных и культурных образований Среднего (Сургутского) Приобья. Значение этой территории обусловлено объектами ледниковой геологии, наличием уникальных для таежной подзоны Западной Сибири крупнотравных лесов с редкими видами растений [8], а также большим скоплением артефактов с раннего неолита [9].

В данной работе рассматриваются преимущественно геологические особенности Барсовой Горы, которые подтверждают ее уникальность. Причины, побудившие обследовать урочище с геологической точки зрения, изначально вызваны попыткой объяснить аномалию, проявляющуюся в растительности и ландшафтных особенностях объекта. Явно выделяющийся, необъяснимый гидрологией и орографией облик растительного покрова и наличие нехарактерных видов растений привели к предположению о возможном присутствии ранее неизученных геологических проявлений. Это предположение отчасти подтвердилось собранным нами материалом, отразив тем самым важность комплексного подхода к изучению природной среды.

Для анализа территориальных особенностей Барсовой Горы и ее окрестностей были проанализированы материалы АФС и космосъемки, включая детальную космосъемку QuickBird 2009 г. Эти данные позволили со-

ставить геоморфологическую карту с элементами геологии четвертичных отложений в масштабе 1:25000, куда вошли сопредельные территории, включая участок поймы Оби между ее притоками рр. Калинина и Барцева.

Картографические материалы отражают четкую обособленность урочища и его выраженность в рельефе. Барсова Гора простирается с запада-северо-запада на восток-юго-восток на 7,5 км, ее площадь около 13,5 км<sup>2</sup>. Объект с севера ограничен болотным массивом (Болото Поганое), из которого вытекают рр. Калинина и Барцева, оконтуривающие территорию с запада и востока. С юга и юго-запада к урочищу примыкает пойма Оби.

Барсова Гора представляет собой фрагмент полосы краевых ледниковых образований. В ее пределах развиты среднечетвертичные моренные и водноледниковые отложения и сформированные ими формы рельефа [3, 7]. Не исключено, что своим происхождением они обязаны тазовскому ледниковому покрову, хотя многие исследователи считают морену самаровской. Необходимо отметить неоднозначность и, зачастую, противоречивость взглядов различных исследователей на возраст и границы оледенений севера Западной Сибири. Эти взгляды отражены на многих геологических и геоморфологических картах и в стратиграфических схемах.

Вслед за И.А. Волковым и в результате работ ФГУНПП «Аэрогеология» разных лет, авторы доклада считают, что краевые ледниковые образования Сибирских Увалов, расположенных севернее Барсовой Горы, оставлены сартанским (позднеюрмским) ледником [2]. Возможно ледник продвигался южнее, почти до широтного отрезка Оби. Но сформированные им формы рельефа, а также более древние тазовские краевые морены правобережья Оби и расположенные на левобережье Оби самаровские конечные ледниковые образования были в определенной степени преобразованы в максимум распространения водораздельных и долинных зандров и озерной трансгрессии в сартанское время. Верхние слои морены на большей части Барсовой Горы перекрыты водноледниковыми песчаными комплексами, возраст которых предполагается средне- и верхнеплейстоценовым (нерасчлененные).

Уникальность Барсовой Горы как объекта ледниковой геологии, требующего дальнейшего изучения для решения ряда дискуссионных проблем, палеогеографических реконструкций и стратиграфического расчленения плейстоценовой толщи, подтверждается результатами полевых и аналитических работ, которые приводятся ниже.

Наиболее представительные разрезы ледниковых отложений Барсовой Горы расположены на ее южном склоне (борт долины Оби) в промоинах, часть разрезов принадлежит северному склону (карьер). В этих обнажениях наблюдаются гляциодислокации, подобные малоатлымским [6, 7]. В них вовлечены четвертичные осадки и в качестве отторженцев породы палеогена. Наличие отторженцев в моренах разного возраста и сложность в определениях центров оледенений отмечали многие исследователи [7, 10].

В разрезах моренные суглинки серовато-бурые, очень плотные, с щебенчатой отдельностью, с рассеянной галькой и валунами образуют покрывку, ниже которой отмечены гляциодеформированные толщи мощностью 4-6 м, состоящие из песчаных (в основном), супесчаных и суглинистых пропластков. В ряде скважин, пробуренных в пос. Барсово при техногенном освоении территории, под этими толщами вскрыта морена, подобная верхней (бурение проведено ОАО «Сургут ТИЗИС»).

Гляциодеформированные блоки характеризуются мелкой гофрировкой слоев, перемятостью, затяжками по контактам, смещением прослоек по микротрещинам и сколам. Местами суглинистые «ядра» облекаются песчаными и супесчаными разностями. Слои распадаются на блоки, растащенные произвольно в виде линз. Взаимоотношение тел напоминает процесс будинажа. Блоки, слабо затронутые деформациями, представлены песками крупнозернистыми желтовато-серовато-белесого цвета, аллювиального и озерно-аллювиального облика. Блоки песков не имеют корней в строении более чем 100-метровой толщи, слагающей район Барсовой Горы, т. е. являются ледниковыми отторженцами. Подобные им отложения залегают на Барсовой Горе и в долине Оби на глубинах от 100 до 220 м и относятся к атлымской свите нижнего олигоцена [5]. Их выходы отмечены в 350 км северо-западнее Барсовой Горы в верховьях р. Казым и в районе Мал. Атлыма. Не исключено, что гляциодислокации Барсовой Горы формировались в тектонически ослабленной зоне, в которой происходило взаимодействие экзогенных сил ледникового покрова и эндогенного фактора — активизации новейших тектонических движений в зонах разломов.

Наличие отторженца в моренной толще подтверждается результатами литолого-минералогического анализа, проведенного Е.В. Щепетовой с использованием аналогичных исследований отложений олигоцена и четвертичных образований А.А. Земцова [6] по сопредельным территориям. В разрезах Барсовой Горы среди набора аксессуарных минералов тяжелой фракции установлены три типа минеральных ассоциаций (пока только по 16 образцам). Для верхов толщ характерна (циркон-ильменит)-эпидотовая с амфиболом ассоциация с преобладанием неустойчивых минералов (амфибол до 20%) и эпидота (14-42%), с присутствием граната (1-5%) и клинопироксенов. По материалам ряда исследователей [4, 6], такой состав минералов при почти полном отсутствии рудных свойственен мелкозерному отложениям плейстоцена, вероятнее всего ледниковым образованиям. В средних частях разрезов выделена переходная ассоциация — циркон-ильменитовая с эпидотом, в которой преобладают рудные минералы (в среднем 30-50%), циркон и турмалин, присутствует эпидот (3-19%).

Для нижних частей обнажений, которые представляют собой отторженцы в гляциодеформированной моренной толще, характерна циркон-ильменитовая минеральная ассоциация с преобладанием рудных минералов (55-70%), значительным содержанием турмалина (5-15%), присутствием дистена, силлиманита, ставролита. Такой состав минералов характерен для олигоцена севера и центра Западной Сибири [6].

В процессе полевых работ была собрана небольшая коллекция обломочного материала из основной и абляционной морен Барсовой Горы (25 образцов). При определении их петрографического состава по шлифам Н.Н. Лаврович выделяет несколько групп горных пород. Самая большая группа включает темноцветные магматические породы трапповой формации – долериты и порфиновые плагиоклазы, которые выходят на поверхность на Средне-Сибирском плоскогорье и плато Путорана. Вторая по численности группа – это светлоокрашенные кислые магматические породы, представленные гранитами гнейсовидными, лейкогранитами, выходы которых отмечены на Полярном, Приполярном и Северном Урале [4, 6]. Граниты и гнейсы выходят на поверхность также на Таймыре севернее гор Бырранга [1], хотя такой дальний перенос обломков возможен, но более проблематичен, чем с Урала. Третья группа – осадочные и метаморфические породы (песчаники, филлиты), источник сноса которых требует дальнейшего изучения.

Набор петрографических разновидностей свидетельствует о возможной зоне стыка ледниковых потоков из разных центров оледенений в районах Среднего Приобья, в том числе Барсовой Горы.

Результаты полевых и аналитических работ подтвердили ценность Барсовой Горы с геологической точки зрения. Важными здесь являются выходы на поверхность ледниковых образований – морен с отторженцами в зоне гляциодислокаций и высыпки валунов из абляционной и основной морен. Их можно считать объектами геологического наследия – стратиграфическим, неотектоническим, минералогическим и петрографическим. Кроме этого Барсова Гора как фрагмент пояса краевых ледниковых образований является и геоморфологическим объектом геологического наследия. Большинство объектов комплексные, дополнительная их уникальность обеспечивается за счет комбинации в одном объекте различных составляющих геологической информации.

С геологическим строением тесно также связаны ландшафтные особенности Барсовой Горы. К ним в частности относится растительный покров, в котором характерно присутствие элементов южнотаежной и субальпийской растительности Урала. Высокая концентрация редких растений, включая 10 видов из Красной книги ХМАО и 10 видов из Красной книги Тюменской области, свидетельствуют об особом природном условиях урочища, подтверждением которых является уникальное сочетание геологических комплексов.

Сохранение урочища позволит продолжить исследования природных и археологических особенностей урочища и получить комплексное представление о нем как арене взаимодействия природы и человека на протяжении длительной истории.

Усиливающееся в настоящее время антропогенное воздействие на Барсову Гору чревато катастрофическими последствиями для облика урочища, состояния его компонентов и может привести к потере возможности исследования объекта в его первоизданном виде.

Указанные выше особенности и обстоятельства обуславливают необходимость присвоения урочищу статуса памятника природы, обеспечивающего возможность принятия эффективных мер по его сохранению.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Антропоген Таймыра. – М.: Наука, 1982. – С. 51-78, 114-115.
2. Волков И.А. Пределы распространения сартанского ледника в Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1997. – № 6. – С. 1049-1054.
3. Волков И.А. Некоторые особенности самаровского оледенения в Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартара. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – С. 114-116.
4. Волков И.А., Шелехова Т.Г. Новые данные о составе обломочного материала морены в среднем Приобье // Геология и геофизика. – 1991. – № 4. – С. 95-98.
5. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000. Лист Р-42,43. Ханты-Мансийск. Объяснительная записка. – Л., 1990.
6. Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). – Томск: Изд-во Томского ун-та, 1976. – С. 342.
7. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 7-43.
8. Тюрин В.Н., Кукуричкин Г.М. Барсова Гора – уникальный ботанический объект // Биологические ресурсы и природопользование. – Сургут: Дефис, 2006. – Вып. 9. – С. 235-240.
9. Чемякин Ю.П., Шатунов Н.В. История изучения археологических памятников Барсовой горы // Барсова гора: 110 лет археологических исследований / Под. ред. А.Я. Труфанова и Ю.П. Чемякина. – Сургут: МУ ИКНПЦ «Барсова гора», 2002. – С. 40-57.
10. Шацкий С.Б. Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях у юрт Еутских на р. Б. Юган и вблизи г. Ханты-Мансийска // Основные проблемы изучения четвертичного периода. – М.: Наука, 1965. – С. 206-217.

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ ЛЬДА В ФОРМИРОВАНИИ СОСТАВА СОВРЕМЕННЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА**

**Левитан М.А., Сыромятников К.В.**

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, m-levitan@mail.ru*

**GEOLOGICAL ROLE OF ICE IN FORMATION OF THE ARCTIC OCEAN RECENT AND QUATERNARY SEDIMENTS COMPOSITION**

**Levitan M.A., Syromyatnikov K.V.**

*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow*

Классик морской геологии Арктики Д. Кларк полагал, что ее геологическая история является историей морского льда [1]. Большой интерес к роли континентальных ледовых щитов, покровов пакового льда и айсбергов по определению испытывают все исследователи этого региона [2; 3]. В одной из последних публикаций А.П. Лисицына выделен «Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской» [4, с. 18]. В этой работе справедливо обращается внимание литологов на существование различных типов льдов в Северном Ледовитом океане и на различные механизмы включения осадочного материала в лед (формирование криозолей). Кроме того, приведены первые оценки количества осадочного вещества, поставляемого в современные донные осадки этого бассейна при таянии льдов и, на этой основе, оценивается вклад такого вещества в осадки по сравнению с другими генетическими компонентами. В частности, А.П. Лисицын полагает, что «...вклад ледового материала в донные осадки Арктики – более 50%, по другим определениям – более 70%» [4, с. 55]. Ниже приводится точка зрения авторов на соответствующие проблемы в современном и четвертичном осадкообразовании.

Элементы современного баланса осадочного материала. Современные донные осадки Северного Ледовитого океана в подавляющем большинстве районов относятся к группе терригенных отложений. Можно считать, что площадь развития пакового льда составляет 7 млн. км<sup>2</sup> [4]. Вычитая эту площадь из всей площади Северного Ледовитого океана – 9534 тыс. км<sup>2</sup> [5] – получаем площадь развития однолетних льдов 2534 тыс. км<sup>2</sup>. Для однолетних льдов примем среднюю толщину льда 2 м [6], а для паковых – 1,5 м. В качестве средней концентрации криозоля, основываясь на данных [7], возьмем 1,3 мг/л. В результате несложных расчетов находим, что общее количество криозоля в паковых льдах равно примерно 13,65 млн. т. С учетом возраста паковых льдов получаем около 3,9 млн. т/год. Для однолетних льдов количество осадочного материала, которое ежегодно ими захватывается и затем при таянии попадает в осадки, равно 6.6 млн. т.

Важно отметить, что в основном таяние паковых льдов с высвобождением находящегося в них осадочного материала, судя по наблюдениям за морскими льдами и данным о глинистых минералах [8], происходит в районе пролива Фрама, расположенного между Шпицбергом и Гренландией, и далее в Норвежско-Гренландском бассейне вдоль Полярного и, особенно, Арктического фронтов, а вовсе не в пелагической зоне Центральной Арктики.

Теперь определим количество морской взвеси под паковыми льдами над глубоководным ложем океана. Площадь ложа составляет 2873 тыс. км<sup>2</sup>, а средняя взвешенная глубина – 3,7 км [5]. Исходя из средней концентрации морской взвеси 0.2 мг/л [7], получим, что в пелагиали Северного Ледовитого океана содержится 1762 млн. т взвеси. Ее возраст неизвестен, а состав полигенетичен.

Базируясь на схемах распространения скоростей седиментации для голоцена исследуемого океана [2], возьмем среднюю скорость осадконакопления для пелагиали 1 см/тыс. лет. За среднюю плотность натурального осадка примем 1.4 г/см<sup>3</sup>, а в качестве средней влажности поверхностного слоя осадков – 50%. Тогда средняя абсолютная масса накопления осадка на площади глубоководного ложа 2873 тыс. км<sup>2</sup> равна 0,7 г/см<sup>2</sup> в тыс. лет, а масса ежегодного накопления осадка в этой зоне – 20,3 млн. т. Если предположить, что средняя скорость современного осадконакопления в пелагиали выше в 2 раза, то это приведет к возрастанию средней абсолютной массы и массы ежегодной аккумуляции донных осадков тоже в 2 раза.

Таким образом, в водной толще пелагической зоны Северного Ледовитого океана в современную эпоху содержится почти на два порядка больше взвешенного вещества, чем это необходимо для поддержания современного темпа осадконакопления. Если не учитывать эту взвесь совершенно (что полностью исключено), то даже полное таяние паковых льдов летом именно в этой зоне (что также исключено) даст не более 10-20% содержания ледового материала в осадках глубоководного ложа. О реальном вкладе морских льдов в седиментацию этой зоны пока можно только догадываться, однако, скорее всего этот вклад вряд ли превышает первые проценты.

На континентальных окраинах можно сравнить полученное ежегодное количество ледового осадочного материала (6,6 млн. т) с ежегодным твердым стоком рек (227,3 млн. т, или 22,7 млн. т с учетом эффекта маргинального фильтра) и ежегодным поступлением продуктов абразии берегов (430,8 млн. т) [4; 9]. Представляется, что только на внешнем шельфе или континентальном склоне местами вклад ледового материала в состав со-

временных осадков может быть ощутимым. Вероятно, наиболее возможным местом проявления такого вклада можно считать центральный или/и внешний шельф моря Лаптевых, поскольку именно это море составляет 50% от ежегодной продукции морского льда в Арктике и здесь отмечено наибольшее сходство комплекса глинистых минералов в криозолях и поверхностном слое донных осадков [8].

Нельзя не указать на то, что помимо доминирующего морского льда в Северном Ледовитом океане встречаются и айсберги. Основными их продуцентами являются ледовые купола Северной Земли, Северного острова Новой Земли, Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена, Канадской Арктики и Гренландии [10]. По объему айсберги в современную эпоху составляют очень небольшую часть от объема морских льдов, а в современных осадках роль айсбергового материала пренебрежимо мала [10].

На основе проделанных расчетов и других данных представляется, что в современную эпоху вклад собственно ледового материала в накопление терригенных осадков Северного Ледовитого океана (особенно его глубоководного ложа) ничтожен. Следовательно, современные глубоководные осадки этого бассейна правомерно отнести к категории гемипелагических осадков Мирового океана, обладающих определенной фациальной спецификой. При этом относительное влияние морских льдов (и айсбергов) на процессы, изучаемые физической океанографией, морской биологией, химией моря и морской климатологией в Северном Ледовитом океане, весьма велико. Геологическая роль морского льда, вероятно, сводится, главным образом, к мобилизации и транспортировке небольшой части осадочного вещества.

Особенности четвертичного осадкообразования. Помимо литературных материалов в работе использованы изученные нами колонки, полученные в ходе рейсов НИС «Полярштерн» на плато Ермак [2], подводных хребтах Ломоносова [11] и Гаккеля [12], а также на континентальном склоне Карского моря [13].

Для четвертичных осадков центральной части океана уже достаточно давно известно, что разрезы отложений МИС 7 – МИС 1 представляют собой переслаивание образований ледниковых и межледниковых эпох. Стратиграфия осадков МИС 7 и древнее (вплоть до начала четвертичного периода) пока очень плохо установлена: не исключено, что все это время существовал относительно слабо контрастный климат, напоминавший ситуацию последнего межледниковья (МИС 5) [14]. При этом отложения нечетных (более теплых) изотопных стадий и подстадий, как правило, обладают чаще всего коричневым (поверхностные осадки), зеленым, оливковым цветом; биотурбационными текстурами; более тонкозернистым составом; большей концентрацией биогенных остатков, большим содержанием полевых шпатов и глинистых минералов. Отложения четных (более холодных) изотопных стадий и подстадий характеризуются серыми, темно-фиолетовыми или черными цветами; для них типичны творожистые («cottage cheese») текстуры и относительно крупнозернистый состав с повышенным содержанием материала ледового разноса (в том числе – кварца); биогенных остатков гораздо меньше, вплоть до полного их отсутствия [2]. Соответственно, в них гораздо меньше полевых шпатов и глинистых минералов.

Необходимо отметить широкое развитие склоновых процессов на гляциальных континентальных окраинах Северного Ледовитого океана (континентальных склонах Баренцева и Карского морей, до некоторой степени – моря Лаптевых). С высокой степенью вероятности можно предположить, что известные поперечные желоба Западной Арктики (Медвежинский, Орли, Франца Виктории, Святой Анны, Воронина) во время оледенений служили транспортными путями для ледовых потоков (ice streams). Отлагавшиеся в это время на шельфах морены далее на верхнем континентальном склоне переходили в дебриты, а ниже – в гляциотурбидиты и отложения илистых потоков (mud-flow). Турбидиты зачастую прорывались в соседние глубоководные бассейны: почти половина колонок в этих структурах содержит прослойки таких отложений (см. ссылки в [2]). В устьевых частях каньонов, развитых на континентальных склонах и выходящих к континентальным подножьям, местами зафиксированы глубоководные конуса выноса [15]. Мы предполагаем, что на континентальных подножьях могут существовать конуриты, которые пока не обнаружены из-за слабой изученности Северного Ледовитого океана. Наконец, появляется все больше свидетельств существования местами подводных оползней на континентальных склонах и склонах подводных поднятий и хребтов.

С точки зрения относительной роли ледового материала в составе донных осадков важное значение имеет содержание фракции более 0,063 мм (т.е. суммы песчаных и гравийных фракций). Обычно в осадках теплых эпох в Центральной Арктике содержание песка не превышает нескольких процентов. Практически везде в исследованных отложениях наблюдается отрицательный коэффициент корреляции между этой величиной и содержанием алевроитовой фракции. Вероятно, это свидетельствует о том, что подавляющая часть крупнозернистых фракций поставляется в осадки (прежде всего – в осадки подводных хребтов и поднятий глубоководного ложа) при таянии морского льда и, особенно, айсбергов, а алевроиты (и, разумеется, пелит) доставляются, главным образом, морскими течениями. При этом надо иметь в виду достаточно заметное развитие придонных течений, вымывающих тонкие фракции, что приводит к пассивному дополнительному обогащению осадка песчано-гравийными фракциями. Так, например, в кол. PS 70/358, расположенной на гребне хребта Ломоносова, содержание фракции > 0.063 мм в осадках четных стадий обычно составляет от 8 до 17%, а в кол. PS 70/319, расположенной на склоне этого хребта и подверженной деятельности придонных течений, доходит до 49 %.



Если бы алеврит также поставлялся в основном льдом, то следовало бы ожидать положительной корреляции его концентрации с концентрацией песка и симбатного поведения обоих параметров по разрезам осадков, что в исследованных колонках не наблюдается. Тем не менее, вполне очевидно, что часть алеврита и пелита в холодные эпохи поступала при таянии морских льдов и айсбергов, только точно оценить ее количество пока невозможно.

Обсуждая роль ледового материала в четвертичных осадках Северного Ледовитого океана, следует указать на то, что на гляциальных шельфах во время оледенений существовал ледовый литогенез в понимании Н.М. Страхова: с развитыми моренами и проявлениями континентального перигляциала. На негляциальных шельфах аккумуляровались разнообразные континентальные фации. В остальных зонах гляциальных континентальных окраин, во фьордах и на глубоководном ложе в эти периоды времени накапливались мариногляциальные осадки, среди которых наибольшее содержание материала, связанного с деятельностью различных ледовых щитов (вплоть до его доминирования) наблюдается в отложениях терминаций и в айсбергитах, причем последние наиболее распространены в отложениях МИС 6 [16]. Во время межледниковий и в целом в теплые эпохи геологическая роль льда сводилась к минимуму: на подводных континентальных окраинах формировались типичные наборы морских фаций гумидного типа литогенеза, а на глубоководном ложе накапливались гемипелагические осадки с определенной фациальной спецификой.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Clark D.L. Arctic Ocean ice cover and its Late Cenozoic history // *Geol. Soc. Amer. Bull.* – 1971. – V. 82. – P. 3313-3324.
2. Levitan M.A., Lavrushin Yu.A. Sedimentation history in the Arctic Ocean and Subarctic Seas for the last 130 kyr. – Berlin: Springer, 2009. – 387 p.
3. Polyak L., Alley R.B., Andrews J.T., Brigham-Grette J., Cronin T.M., Darby D.A., Dyke A.S., Fitzpatrick J.J., Funder S., Holland M., Jennings A.E., Miller G.H., O'Regan M., Savelle J., Serreze M., St. John K., White J.W.C., Wolff E. History of sea ice in the Arctic // *Quatern. Sci. Rev.* – 2010. – V. 29. – P. 1757-1778.
4. Лисицын А.П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // *Геол. и геофиз.* – 2010. – Т. 15. – № 1. – С. 18–60.
5. Jakobsson M., Grantz A., Kristoffersen Y., Macnab R. Physiography and bathymetry of the Arctic Ocean // In: *The Arctic Ocean Organic Carbon Cycle: Present and Past*. Eds. R. Stein and R. Macdonald. – Berlin: Springer, 2004. – P. 1–5.
6. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. – СПб.: Наука, 2007. – 135 с.
7. Горюнова Н.В. Поступление и распределение рассеянного осадочного вещества в Арктике на границе «океан-атмосфера». Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. – М.: ИО РАН, 2010. – 28 с.
8. Левитан М.А., Васнер М., Нюрнберг Д., Шелехова Е.С. Средний состав ассоциаций глинистых минералов в поверхностном слое донных осадков Северного Ледовитого океана // *Докл. РАН.* – 1995. – Т. 334. – № 3. – С. 364–366.
9. Grigoriev M.N., Rachold V., Hubberten H.-W., Schirmeister L. Organic carbon input to the Arctic Seas through coastal erosion // *The Arctic Ocean Organic Carbon Cycle: Present and Past* / R. Stein and R. Macdonald (Eds.). – Berlin: Springer, 2004. – P. 41–45.
10. Bischof J. Ice drift, ocean and climate change. – Berlin: Springer, 2000. – 214 p.
11. Левитан М.А., Рощина И.А., Русаков В.Ю., Сыромятников К.В., Шпильхаген Р. Четвертичная история седиментации на подводном хребте Ломоносова (Северный Ледовитый океан) // *Строение и история развития литосферы* (отв. ред. Ю.Г. Леонов). – М.-СПб: Paulsen Editions, 2010. – С. 464-490.
12. Русаков В.Ю., Левитан М.А., Рощина И.А., Шпильхаген Р., Гебхардт К. Химический состав глубоководных верхнеплейстоцен-голоценовых осадков хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // *Геохимия.* – 2010. – № 10. – С. 1062-1078.
13. Левитан М.А., Рощина И.А., Русаков В.Ю., Сыромятников К.В., Шпильхаген Р. История осадконакопления на подводной континентальной окраине Карского моря за последние 190 тыс. лет // *Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии.* – М.: ГЕОС, 2010. – Вып. 2. – С. 62-88.
14. O'Regan M., King J., Backman J., Jakobsson M., Pälike H., Moran K., Neil C., Sakamoto T., Cronin T.M., Jordan R.W. Constraints on the Pleistocene chronology of sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography.* – 2008. – V. 23. – PA1S19, doi:10.1029/2007PA001551.
15. Тарасов Г.А., Матишов Г.Г., Казанин Г.С. Геологическое строение и эволюция баренцевоморского шельфа в позднем кайнозое // *Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии.* – М.: ГЕОС, 2009. – Вып. 1. – С. 45-53.
16. Jakobsson M., Nilsson J., O'Regan M., Backman J., Löwemark L., Dowdeswell J.A., Mayer L., Polyak L., Colleoni F., Anderson L.G., Björk G., Darby D., Eriksson B., Hanslik D., Hell B., Marcussen Ch., Sellén E., Wallin Å. An Arctic Ocean and ice shelf during MIS 6 constrained from new geophysical and geological data // *Quatern. Sci. Rev.* – 2010. – V. 29. – P. 3505-3517.

**ГРАНИТНЫЕ ПРОТРУЗИИ – РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЙ ФАКТОР АКТИВИЗИРОВАННЫХ  
УЧАСТКОВ ПЛАТФОРМ И ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ**

**Леонов М.Г., Пржихалговский Е.С.**

*Геологический институт РАН, Москва, m\_leonov@ginras.ru*

**GRANITE PROTRUSIONS AS A RELIEF-FORMING FACTOR OF THE ACTIVATED SECTIONS  
OF PLATFORMS AND MOBILE BELTS**

**Leonov M.G., Przhiyalgovsky E.S.**

*Geological Institute of Russian Academy of Science, Moscow, m\_leonov@ginras.ru*

Изучение морфоструктуры фундамента – одна из актуальных проблем геологии. Интерес к ней возник в 60-70-е годы прошлого столетия, и одним из первых, кто придал проблеме фундаментальное значение, был английский ученый, профессор Натальского университета (ЮАР) Лестер Чарльз Кинг. В фундаментальном труде «Морфология Земли» [1] он объяснил формирование современного рельефа материков за счет объемного течения кристаллического фундамента, или реидной (от греческого *ρέος*, «течение, поток») деформации и предложил термин «киматогенез» – «образование вздутый». Значительную роль в формировании современного рельефа играют и граниты, которые после своего становления в качестве интрузивных тел и вхождения в состав консолидированной коры формируют «тела протыкания» (холодные кристаллические протрузии) и образуют положительные морфоструктуры, активно развивающиеся на новейшем этапе. Структура таких массивов позволяет трактовать их вывод на дневную поверхность с позиций 3D реидной деформации. Понимание постумной тектоники гранитов как рельефообразующего фактора имеет принципиальное значение для расшифровки тектоники консолидированной коры на современном этапе ее развития. Рассмотрим несколько конкретных примеров.

*Тугнуйский «горст» (Западное Забайкалье).* В пределах Тугнуйской впадины (Западное Забайкалье), выполненной мезозойскими вулканогенно-осадочными отложениями, расположен Тугнуйский «горст», выделяющий впадину на две котловины. «Горст» сложен главным образом граносиенитами и гранитами  $C_2$ . Граниты брекчированы, раздроблены дезинтегрированы вплоть до катаклаза минеральных зерен. Основная масса пород потеряла внутреннюю связность и превратилась в тектоническую брекчию (псевдодревняник) или дезинтегрирована до состояния песка. В большей своей части породы превращены в бесструктурную массу, среди которой «плавают» отдельные овальные, линзовидные или неправильно-округлые блоки гранитов, сохранивших первичные структуры и текстуры. Они расположены хаотично, но их длинные оси имеют сходную ориентировку (угол падения от  $40^\circ$  до  $90^\circ$ ) и субпараллельны друг другу. Переходы от монолитных блоков и линз к катаклазированной основной массе или резкие, или нечеткие, с постепенным уменьшением степени раздробленности. Общий рисунок зон расщепления, зон повышенной трещиноватости и расположения монолитных блоков – хаотично-петельчато-линзовидный. В гранитной массе разбросаны милонитизированные, развальцованные тела основного состава, вероятно, первично представлявшие собой дайки, прорывающие граниты. Наблюдается и обволакивание гранитных блоков матриксом из расщепленных основных пород. В целом, породы Тугнуйского «горста» имеют облик тектонического гранитно-базитового меланжа. Несмотря на то, что граниты легче подвергаются размыву, чем окружающие их базальты, они образуют самые приподнятые участки рельефа. Такое положение может быть лишь при непрерывной подаче гранитного материала снизу вверх. Это может быть объяснено протрузивным механизмом, условием которого является вязкостная инверсия, которая обусловлена понижением вязкости в результате объемного катаклаза [2].

*Гора Шерловая (Читинская область).* Гора Шерловая представляет собой горный массив округло-удлиненной формы ( $\varnothing \approx 2,5-3$  км), сложенный розовато-серыми крупнокристаллическими лейкократовыми и биотитовыми гранитами ( $J_3$ ) и белесыми аплитовидными кварцевыми порфирами ( $K_1$ ). Массив расположен в поле распространения терригенно-вулканогенных пород палеозойского возраста ( $D_1-C_1$ ), которые, частично перекрыты терригенными отложениями  $Mz$  и  $Kz$ . Граниты, так же, как и в пределах Тугнуйского «горста», разбиты на отдельные глыбы, брекчированы, катаклазированы и представляют собой рыхлую дезинтегрированную массу. Раздробление идет вплоть до полной потери связности и катаклаза минеральных зерен. Кварцевые порфиры деформированы иначе, и можно выделить два типа структурной переработки пород.

Первый тип представлен субпараллельными трещинами, которые расположены по всему объему кварц-порфиров. Эти генеральные трещины пересекаются с иными системами. Трещины или прямолинейны или слабо извилисты, иногда сливаются под острыми углами и снова расходятся. Расстояние между трещинами от 10-15 до 30-50 см. В результате происходит обособление субпараллельных уплощенных тел (удлиненных линз-ромбоздров, пластин, «досок», дуплексов). Пластины («слайды») разбиты серией поперечных субпа-

параллельных трещин, как правило, зияющих и не заполненных каким-либо веществом. Ориентировка трещин, их взаимное расположение, выкальвание линзовидных объемов, формирование дуплексов мезомасштаба указывают на относительное перемещение материала, субпараллельное расположению трещин. Регулярное расположение субпараллельных зияющих трещин, перпендикулярных простиранию «слайдов», указывает на растяжение в субвертикальном направлении. Второй тип структурной переработки связан с образованием тектонических брекчий и катаклазитов. Степень раздробленности варьирует, но породы брекчированы и катаклазированы практически повсеместно. Размер кластов преимущественно от 1-5 см до 30-40 см в поперечнике, редко до 1 м и более. Расположение зон брекчирования относительно структуры «слайдов» различно. Иногда брекчирование происходит как бы в пределах «слайдов», в других случаях оно захватывает значительные объемы пород, и в этом случае структура слайдов как бы растворяется в общей массе кластических брекчий. В ряде мест дезинтеграция пород столь сильна, что доходит до формирования «тектонической муки».

Массив г. Шерловой образует купол, приподнятый над средним уровнем рельефа на 200-250 м. Поверхность массива образует пологую выпуклую кверху дугу с углами падения в апикальной части 5°-10°. Как и в предыдущем случае рыхлые породы создают в рельефе выраженные положительные формы, а плотные породы слагают пониженные участки рельефа. Особенности строения массива: 3D тектоническая дезинтеграция гранитов; плоско-упорядоченная тектоническая структура (разлинзование, формирование слайдов, дуплексов); выдержанная ориентировка структурных элементов; изометричная форма массива и его высокое гипсометрическое положение относительно устойчивых пород окружения – все это свидетельствует о постумном перемещении и деформации значительных объемов гранитов в результате потери связности и понижения объемной вязкости горных пород. А это делает вероятным вывод о протрузивной природе массива г. Шерловой. Судя по морфоструктуре массива и наличию «шляпы» практически несцементированных тектоно-осадочных конгломерато-брекчий, протрузивный механизм работает и на новейшем этапе, что, в частности, зафиксировано для соседнего Адун-Чолонского массива [3].

*Кряж Их-Хайрхан (Центральная Монголия).* Их-Хайрханский массив гранитоидов верхнеюрского возраста, который слагает одноименный кряж, имеет овальную форму в плане с размерами 12 на 15 км и представляет собой один из многочисленных выступов крупного Хэнтэйского батолита. Массив отличается разнообразием состава слагающих его гранитных пород. Это биотитовые граниты, гранодиориты, плагиограниты и кварцевые сиениты. Несмотря на то, что гранитоиды данного массива сильно дезинтегрированы и разрыхлены, кряж гипсометрически приподнят относительно окружающих равнин (впадин, заполненных мезозойскими и кайнозойскими отложениями) на 250-300 м. Возвышается он и над более прочными триас-юрскими эффузивными породами, также выходящими на поверхность в выступах фундамента. На основе анализа состава обломков, слагающих мезозойско-кайнозойские отложения в окружающих массив впадинах, можно сделать вывод, что экзугация гранитоидов на поверхность произошла в конце неогена.

Общий структурный план выступов киммерийского фундамента определяется главенствующими широтными и северо-западными структурами Южно-Хангайской ветви дислокаций, ограничивающей Хэнтэйский синклиниорий с юга, которые и определяют геометрию границ выступов фундамента и межгорных впадин района. Изометричный в плане Их-Хайрханский массив-купол в его современном положении очевидно дискордантен региональной разломно-блоковой структуре, что хорошо видно на космических снимках. Купол разбит системами трещин, контролирующими плитчатую отдельность, которая имеет либо субвертикальное, либо пологое наклонное залегание. Простирание пологих трещин изменчиво и в целом соответствует ориентировке склонов современного рельефа. При изучении пород в шлифах было выделено несколько систем микротрещин, минеральное заполнение которых предполагает последовательное уменьшение температурного режима (глубины) при их формировании: от каемок и зон перекристаллизации кварца до низкотемпературного гидротермального заполнения. Наиболее поздними являются замкнутые трещины – круговые или близкие к форме круга, открытые или заполненные гидроокислами железа и органическим веществом, которые интерпретируются нами как приповерхностные декомпрессионные микроструктуры.

Особенности проявления трещиноватости гранитоидов на микро- и макро-уровнях указывают на синтетический ее характер: системы трещин формировались в разных динамических обстановках и, по-видимому, на разных глубинах. Выдвижение дезинтегрированных гранитоидов к поверхности в виде купола-штока было оторвано по времени от этапа интрузии и остывания гранитоидов и, по целому ряду признаков, имело протрузивный характер. Как и в других протрузивных структурах, наличие крутопадающей плитчатой отдельности обусловило особую вертикальную подвижность гранитоидов. Разнонаправленность подвижек, редкость зеркал скольжения, отсутствие хорошо выраженных систем опережающих и сопряженных сколовых трещин – все это свидетельствует о том, что крутые параллельные трещины по своей кинематике являются трещинами отрыва. Этот факт косвенно подтверждает позднекайнозойский возраст трещин этой генерации, ориентированных в соответствии с современным полем тектонических напряжений – поперек главенствующих субширотных взбро-

совых структур. Наиболее вероятной причиной возникновения крутопадающих параллельных трещин можно считать декомпрессию в результате начальных блоковых вертикальных подвижек в поле неотектонических напряжений верхней коры и увеличение объема массива (дилатацию) в процессе его дезинтеграции. Пологие трещины, предопределившие «посклоновую» плитчатую отдельность (часто связываемые с контракцией при остывании интрузии), по-видимому, являются наиболее поздними трещинами, которые формировались уже на поверхности, при снятии нагрузки вышележащих пород и в соответствии с формами современного рельефа.

*Дзурамтайский гранитоидный массив (Южная Монголия).* Позднемезозойская и кайнозойская активизация герцинского фундамента Южномонгольской складчатой области проявилась в формировании локальных горстово-глыбовых поднятий (отчетливо выраженных в современном рельефе), расчленивших обширные синеклизы с мезозойским осадочным чехлом на отдельные впадины и прогибы. Дзурамтайский массив гранитоидов ( $C_2$ ), интрузивно прорывающий позднесилурийско-девонскую толщу хлорит-серецитовых сланцев и метавулканитов, слагает вместе с последними одноименный выступ фундамента в окружении синклиналиных впадин с недеформированным осадочным чехлом.

Большая часть полифазного Дзурамтайского гранитоидного массива сложена средне- и крупнокристаллическими плагиогранитами, лейкодиоритами, которые пронизаны многочисленными дайками различного состава мощностью от полуметра до 7-8 м, рассекающими массив с юго-запада на северо-восток. В северной его части обнажаются мелкокристаллические биотитовые граниты. На периферии массива наблюдается тектоническое разобщение даек с переориентировкой, вращением отдельных мелких фрагментов в матриксе дезинтегрированных гранитоидов. Можно отметить, что деформации в выделенной периферической зоне имеют квазипластический характер и слабо упорядочены: относительные смещения фрагментов даек малоамплитудны и разнонаправлены. Более очевидно характер этих реидных деформаций проявляется на контакте с мезозойским осадочным чехлом в северной бортовой зоне массива, сложенной интенсивно дезинтегрированными гранитами. Детальное картирование этой зоны позволило установить, что граниты и залегающие выше стратифицированные осадочные толщи юрского и нижнемелового возраста совместно деформированы и образуют здесь сложную складчатую структуру. Граниты обнажаются в ядрах многочисленных почковидных, купольных или гребневидных структур и облекаются складками слоистых отложений чехла. Размеры этих локальных выступов и поднятий, осложняющих погружающуюся полого к северо-западу кровлю гранитного фундамента, составляют первые десятки метров в плане и по вертикали, а вся зона деформаций имеет ширину не менее 250 м.

Квазипластические деформации в дезинтегрированных гранитоидах реализуются за счет многочисленных смещений по границам линзовидно-плитчатых или эллиптических форм отдельности, где отмечается дробление и брекчирование пород на уровне песчаной размерности. Дезинтеграция предопределила квазипластическую текучесть и подвижность пород, проявившуюся в разной мере во всем объеме массива, однако наиболее заметно реидные структуры наблюдаются в его периферических зонах. При этом весь массив, включая почти недеформированное ядро, в виде штока-купола протрузивно поднимался на поверхность, приподнимая или прорывая мезозойский чехол и вмещающие метаморфические комплексы.

Деформации нижнемеловых отложений позволяют определить нижний возрастной предел эксгумации гранитов, но по литолого-фациальным и геоморфологическим признакам, основные тектонические движения имеют плиоцен-плейстоценовый возраст. В отличие от мезозойских терригенных толщ, раннеплейстоценовые щебнисто-галечные конгломераты, залегающие на них с угловым несогласием, обогащены продуктами размыва гранитоидов. Как и для других рассмотренных выше массивов, можно отметить высокое гипсометрическое положение Дзурамтайских гранитоидов как относительно кровли мезозойского осадочного чехла, так и по отношению к вмещающим метавулканитам и сланцам фундамента. Это свидетельствует о подъеме дезинтегрированных гранитоидов на стадии формирования современного рельефа, превышающем по скорости денудацию этих рыхлых пород.

Таким образом, как показывают приведенные примеры, гранитные массивы после становления в качестве интрузивных тел подвержены 3D структурной переработке (дезинтеграции, брекчированию, катаклазу). Объемная дезинтеграция – это форма релаксации напряженного состояния горных масс, и она приводит к потере связности и возникновению *гранулярной структуры*. Особенности механического поведения гранулированных сред является проявление сверхпластичности, дилатансионная переупаковка (увеличения объема), способность к катакластическому течению; увеличению скорости сдвига [4]. Перечисленные причины способствуют возникновению объемной подвижности горных масс, формированию структур протязания (протрузий) и становлению положительных морфоструктур фундамента и поверхности рельефа. Подобные описанным примеры не единичны и известны в пределах Балтийского щита, Северной Америки, Тянь-Шаня и других регионов.

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Кинг Л. Морфология Земли. – М.: Прогресс, 1967. – 560 с.
2. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. – М.: Наука, 2008. – 454 с.
3. Объемное геологическое картирование редкометалльных рудных районов. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 8 / А.С. Кумпан, В.К. Денисенко, Г.П. Тафеев (Ред.). – Л.: Недра, 1981. – 304 с.
4. Yaeger H.M., Nagel S.R. La physique de l'état granulaire // Recherche. – 1992. – V. 23. – № 249. – P. 1380-1387.

**ГЛЯЦИОТЕКТОНИКА И МЕХАНИКА ГРАНУЛИРОВАННЫХ СРЕД**

**Леонов М.Г., Эпштейн О.Г.**

*Геологический институт РАН, Москва, m\_leonov@ginras.ru*

**GLACIAL TECTONICS AND THE GRANULATED SUBSTANCE MECHANICS**

**Leonov M.G., Epshtein O.G.**

*Geological Institute of RAS, Moscow*

Проблемы гляциотектоники вызывают живой интерес исследователей и содержат ряд не до конца решенных вопросов. Один из них – о механизмах формирования внутренней структуры ледниковых отложений, и если общие условия деформации, вызванной воздействием ледника изучены относительно полно [3, 4, 13], то в понимании конкретных механизмов структурообразования много неясного, в особенности при привлечении поступающих на вооружение геологов новых данных по мезомеханике и механике гранулированных сред [1, 14, 15]. Гранулированная среда представляет собой совокупность большого числа дискретных твердых частиц, пространство между которыми заполнено флюидом, водой или воздухом. К гранулированным веществам относятся рыхлые сыпучие образования (пески, галечники и пр.), а также и другие условно монолитные горные породы. Необходимо отметить способность гранулированных сред к сверхтекучести и к дилатансии (увеличению объема в процессе деформации), что должно способствовать процессу структурообразования. Тем не менее, описание деформации гранулированных сред в природных объектах – явление редкое.

Нами изучены гляциодислокации местонахождения «Бородулино» (Ярославское Поволжье), упоминаемые в [9], и внутрислоевая структура палеопротерозойских пород шокшинской и сегозеракой свит (Карелия), которые позволили получить дополнительные данные для понимания процесса формирования тектонических структур [2, 5, 7].

Бородулинские гляциодислокации (рис. 1) сформированы за счет нарушения первичного залегания отложений под воздействием деятельности позднплейстоценового (калининского) ледникового покрова и являются субгляциальными [7]. Во всяком случае, вещественные и структурные парагенезы соответствуют парагенезам, описанным в местах уверенно диагностируемых гляциодислокаций [3, 4]. Характерные особенности

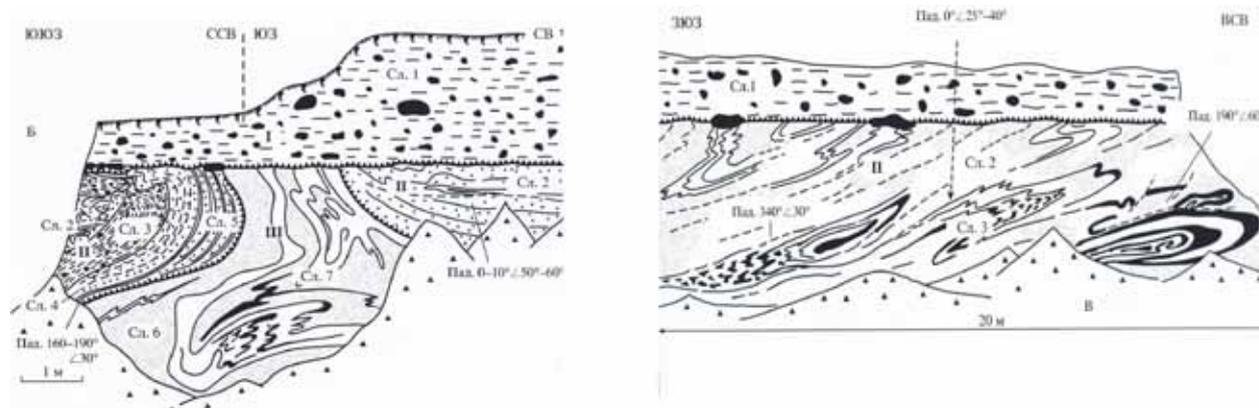


Рис. 1. Гляциодислокации в моренных комплексах местонахождения Бородулино.

дислокаций: наличие складчатых структур, в том числе колчановидных складок; пластическое перераспределение материала; дисгармония структур разного порядка; переходы по простиранию и по разрезу в недислоцированные объемы; большое число послонных зон растяжения и межслоевого проскальзывания; возникновение деформационной полосчатости; дифференциальное движение частиц и доменов вещества; ограниченная роль хрупких деформаций, образование протрузий и пр. указывают на деформацию пород комплекса в условиях вязко-пластического течения. Важное значение при формировании гляциодислокаций имело их температурное и агрегатное состояние. Судя по присутствию хрупких деформаций (мелкие сдвиги, сбросы, взбросы, брекчирование), осадки находились в мерзлом состоянии, которое благоприятствовало развитию в них деформаций ползучести даже при небольших напряжениях [11]. Форма структур, взаимное расположение микро- и мезодоменов деформируемого объема и отдельные маркеры (выделения гематита) указывают на течение пород в виде гранулированной среды [6, 10, 14, 15]. Характер структурных форм и их парагенезов полностью соответствует таковым, зафиксированным в метаморфических комплексах [7, 8].

Были изучены также внутрислоевые деформации в палеопротерозойских породах шокшинской и сегозерской свит Карельского массива, описание которых приведено в [5, 6] (рис. 2), а механизм образования отражен на рис. 2. Деформация объемного течения зафиксирована в структуре пород, а перемещение отдельных микродоменов – по изменению взаимного расположения соответствующих маркеров. Течение горных пород в данном случае осуществлялось в виде *гранулированной среды*, где каждый элементарный объем (гранула) испытывал перемещение, относительно независимое от соседствующих объемов.

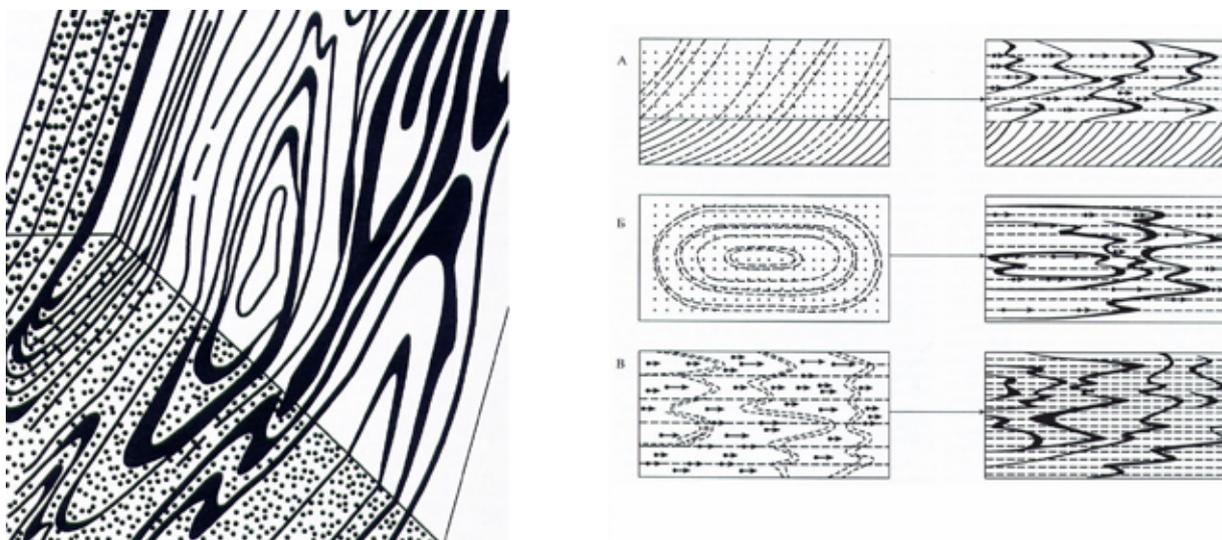


Рис. 2. Структуры объемного течения (слева) пород шокшинской свиты и механизмы возникновения структурно-вещественной полосчатости, фиксирующей объемное течение пород.

А – за счет трансформации кливажных поверхностей; Б – за счет трансформации колец Лизеганга; В – за счет синкинематической дифференциации. Стрелки указывают на относительную амплитуду перемещения частиц.

Можно видеть, что при кардинальных различиях в возрасте, структурной позиции и тектонических условиях формирования структуры этих регионов и толщ, в обоих случаях мы, по-видимому, имеем дело с проявлением тектоники гранулированных сред, причем в песках этот процесс просто неизбежен. При изучении четвертичных гляциодислокаций выяснилось, что, несмотря на интенсивную деформацию и тектоническое течение, в песчаных горизонтах, явно испытавших внутреннее перераспределение материала (вторичное изменение мощности пластов, отток и нагнетание), в породе зачастую *нет структурных признаков* перемещения вещества в пространстве. Это указывает на то, что течение вещества, которое четко устанавливается в пределах среднего и нижнего структурных этажей гляциокомплекса (II, III на рис. 1), осуществляется в гранулированной среде при отсутствии значимой внутренней связности и при дифференциальном перемещении ее отдельных частиц. Реальность явления подтверждается тем фактом, что складчатые формы и структуры, отражающие деформацию течения, фиксируются в неслоистых песчаных пластах лишь благодаря вторичной структурно-вещественной полосчатости, создаваемой перераспределением и концентрацией или глинистого вещества, или окислов железа, как это наблюдалось в шокшинских и сегозерских отложениях. Явление дифференциального перемещения несвязных частиц объясняет также и латеральное «растворение» замков складок и отдельных линзовидных объемов вещества.

Из вышесказанного следует: в процессе формирования гляциодислокаций, помимо прочих факторов (обводненность, смерзание, гетерогенность пород и пр.), существенную роль играет фактор *гранулированности* среды, который приводит в действие своеобразный механизм «бесструктурного» течения, обусловленного дифференциальным перемещением частиц вещества. Данный механизм не только облегчает развитие тектонического течения, но приводит также к возникновению специфических «псевдоскладчатых» структур, которые, хотя и имеют форму типичных складок, не испытали деформации изгиба. В этом отношении они являются неким подобием складок скалывания или кливажных складок, выделяемых Е.И. Паталахой. Аналогичное явление наблюдается также в метаморфических кварцитах и кварцито-песчаниках протоплатформенного разреза ВЕП.

Таким образом, тектоническое течение гранулированных сред – явление реальное, и распространено оно, по-видимому, гораздо шире, чем это представляется в настоящий момент (см., например, [14, 15]. Особенно если речь идет о деформации сыпучих отложений или метаморфических пород, в которых, в силу их внутреннего строения, свойства гранулированных сред проявлены особенно отчетливо. Это наблюдение особенно интересно в контексте общего проявления структурообразующих процессов. Структурные формы и общий структурный парагенез Бородулинских дислокаций, (а также и гляциотектонических форм других регионов сходен со структурным парагенезом метаморфических толщ [7, 8]. Те же складки послонного течения, будинаж, разлинзование, рассланцевание, пластическое перераспределение материала, парагенез складчатых структур с послонными срывами и надвигами, структуры вращения, сложное взаимопроникновение разнотипных пород друг в друга, механическая и структурно-вещественная дифференциация вещества и пр. При этом набор структурных форм отвечает парагенезу вязко-пластического течения, характерному для метаморфических пород [7, 8]. Это сходство особенно подчеркивается наличием колчановидных складок, возникновением вторичной деформационной полосчатости и объемной пластической деформацией пород. Все указывает на то, что в той и другой – сыпучей и метаморфической – субстанциях при всех их различиях присутствует некий общий фактор, имеющий принципиальное влияние на процесс структурообразования. Приведенный материал позволяет предположить, что таким фактором является *гранулированность* этих сред. В случае сыпучих материалов, этот тезис очевиден; в случае метаморфических пород – он весьма вероятен, ибо последние обладают многими свойствами гранулированной среды. Подчеркнем главные из них: 1) дискретность строения (относительно крупные минеральные зерна или их агрегаты – с одной стороны и, с другой стороны – относительно мелкокристаллическая основная масса); 2) соответственно – ослабленные связи между «гранулами», облегчающими их независимое перемещение относительно друг друга (вспомним «тектонику разрыхления» Г. Штилле [12]); 3) флюидонасыщенность, облегчающая и ускоряющая (также, как и в водонасыщенных и мерзлых грунтах) процессы деформации течения; 4) грануляция зерен как один из способов структурного преобразования минеральных фаз и первичной релаксации напряженного состояния; 5) характерный структурный рисунок с обособлением ромбоздровидных объемов – в типичных гранулированных средах такой рисунок обусловлен характером передачи напряжений [14, 15]. К этому можно добавить, что, судя по данным [11], мерзлые грунты являются своеобразной разновидностью метаморфических пород и процессы течения и в тех и в других развиваются сходным образом. Работами [14, 15 и др.] показаны также и другие особенности структурообразования в дискретных средах, имеющие существенное значение в контексте данной статьи. Характерной чертой дискретной среды является также относительное вращение (перекатывание) зерен, которое приводит к возникновению упорядоченной структуры, определяет локализацию и масштаб деформаций и, главным образом, способствует существенному снижению эффективного угла трения, что, по мнению [2, 3], может быть интерпретировано как проявление сверхпластичности. Вторая сторона процесса связана с проявлением дилатансии (увеличении объема) породной массы в процессе деформирования. Особенно сильно механизм дилатансионной переупаковки выражен при пластическом течении дискретных сред. Дилатансия не только способствует уменьшению трения между частицами и, соответственно, облегчает их относительное проскальзывание, но и приводит к увеличению объема горных пород. Последнее явление вызывает интенсивные процессы перемещения и «внедрения» разбухающих пластифицированных масс в окружающие горизонты и формирование вертикальных и горизонтальных протрузивных тел. Особые пластические состояния соответствуют также предельному равновесию на дискретных поверхностях скольжения без возникновения пластичности в прилегающих объемах – это явление хорошо объясняет субпослонную неоднородность тектонического течения, которая наблюдается и при гляциодислокациях, и в метаморфических породах. При этом по данным многих исследователей, увеличение скорости сдвига напрямую связано с разрыхлением (разжижением) материала в зоне сдвига, что в свою очередь приводит к сегрегации и самосортированию материала (что так характерно для метаморфических пород!).

Таким образом, сравнительный анализ процесса структурообразования в несцементированных сыпучих отложениях и в монолитных метаморфизованных образованиях позволил выявить действие *особого структурообразующего механизма*, обусловленного общим для этих сред свойством – *их гранулированной структурой*

и оказывающего существенное влияние на особенности проявления дислокационного процесса, связанного с тектоническим течением горных пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН и Гранта РФФИ № 10-05-00852.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Гарагаш И.А., Николаевский В.Н. Неассоциированные законы течения и локализация пластической деформации // *Успехи механики*. – 1989. – Т. 12. – Вып. 1. – С. 131-183.
2. Копелиович А.В., Симанович И.М. Структуры дифференциального скольжения в кварцито-песчаниках иотнийских толщ Прионежья // *ДАН СССР*. – 1963. – Т. 151. – № 3. – С. 675-678.
3. Лаврушин Ю.А., Чугунный Ю.Г. Каневские гляциодислокации. – М.: Наука, 1982. – 102 с.
4. Левков Э.А. Гляциотектоника. – Минск: Наука и техника, 1980. – 279 с.
5. Леонов М.Г. О тектонической деформации гранулированных геологических сред // *ДАН*. – 1997. – Т. 353. – № 1. – С. 79-82.
6. Леонов М.Г., Эпштейн, О.Г. Бородулинские гляциодислокации и их значение для познания процесса структурообразования // *Геотектонка*. – 2002. – № 3. – С. 22-39.
7. Миллер Ю.В. Важнейшие структурные парагенезы кристаллических комплексов // *Материалы совещания*. – М.: ГЕОС, 1997. – С. 110-112.
8. Николая А. Основы деформации горных пород. – М.: Мир-Эльер Акитен, 1992. – 166 с.
9. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья. – М.: ГЕОС, 2001. – 157 с.
10. Ревуженко А.Ф., Бобряков А.П., Косых В.П. О течении сыпучей среды с возможным неограниченным скольжением по поверхностям локализации // *Физ.-тех. пробл. разработки полезн. ископаемых*. – 1997. – № 3. – С. 37-42.
11. Цитович Н.А. Механика мерзлых грунтов. – М.: Высшая школа, 1973. – 446 с.
12. Штилле Г. Избранные труды. – М.: Мир, 1964. – 887 с.
13. Aber J.S. The character of glaciotectionism // *Geol. en Mijnbouw*. – 1985. – V. 62. – № 2. – P. 389-395.
14. Cambell C.S. Rapid granular flow // *Annu. Rev. Fluid Mech.* – 1990. – № 22. – P. 57-92.
15. Yaeger H.M., Nagel S.R. The physics of granular materials // *Physics Today*. – 1996. April. – P. 32-38.

### **ОЗЁРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПОЗДНЕГО ПЛИОЦЕНА – РАННЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ИССЫК-КУЛЬСКОЙ ВПАДИНЕ**

**Лефлат О.Н., Воскресенская Т.Н.**

*Московский государственный университет, географический факультет, Москва, on138@mail.ru*

### **LATE PLIOCENE–EARLY PLEISTOCENE LAKE SEDIMENTS IN HOLLOW D’ISSYK-KUL**

**Leflat O.N., Voskresenskaya T.N.**

*Moscow State University, faculty of geography, Moscow*

Граница всей четвертичной системы, которая в соответствии с биостратиграфическими принципами отмечена появлением холодноводных моллюсков в южной Италии, приходится по предложению Международной стратиграфической комиссии от 2008 г. на начало галазийского века (2,6 млн. л. н.) и формализуется инверсией Gauss-Matuyama. В связи с предложением её переноса с 1,8 млн. л. н., хронологический интервал 2,6 млн. л. н.-1,8 млн. л. н. в качестве начальных этапов квартера для континентальных районов охарактеризован неполно, тем более, что в региональных стратиграфических схемах на это время нередко приходится перерыв с геологической летописи. Для реконструкции природных обстановок важную роль играют разрезы отложений озёр, которые не пересыхали длительное время и оставили непрерывный след своего существования на протяжении многих сотен тысяч лет. К таким природным объектам относится озеро Иссык-Куль.

Иссык-Кульская впадина расположена на территории, которая по крайней мере со времени герцинского орогенеза находится в состоянии континентального развития. В промежутке времени от палеогена до квартера включительно происходят коренные изменения в тектоническом режиме Тянь-Шаня, которые обусловили длительное погружение межгорной Иссы-Кульской депрессии и накопление в ней кайнозойских молассовых



толщ, мощностью до 4000 м. Наибольшей интенсивности эти движения достигли в плиоцене и плейстоцене. Структурно-тектонический план Прииссыккулья в плиоцене имел много общего с современным. В результате разрастания областей поднятия Иссык-Кульская котловина обособилась от соседних Кочкорской и Кегено-Каркаринской впадин [4].

Наиболее полные разрезы новейших отложений приурочены к Джергаланскому синклиналильному прогибу, расположенному в восточной части Иссык-Кульской котловины. Рыхлые отложения вскрыты естественными обнажениями и буровыми скважинами в низовьях реки Джергалан. В наиболее полной скважине – Джергаланской – отложения изучены в интервале 95-580 м. Применение сопряженного метода с использованием гранулометрического, минералогического, геохимического, диатомового и спорово-пыльцевого анализов позволило подразделить вскрытые скважиной рыхлые отложения на две свиты: *джуукинскую* (нижняя, позднеплиоценовая –  $N_2^3$ ) и *шарпылдакскую* (верхняя, нерасчленённая –  $N_2^3 - Q_1$ ) и получить реконструкции природных обстановок формирования этих свит. Обе эти свиты распространены во всей котловине, составляя древние озёрные слои [4].

*Джуукинская* свита, представленная озёрными фациями, имеет большие мощности и широко распространена в различных частях котловины, что говорит о существовании озёрного водоёма, большего чем современный. Осадконакопление протекало в обстановке замедленного сноса с суши (тонкий состав отложений, наличие прослоев известняков) и менее расчленённого рельефа. Климатические условия были засушливы и не слишком благоприятны для химического выветривания: об этом свидетельствует хорошая сохранность неустойчивых терригенных минералов, преимущественно монтмориллонитовый состав глинистой ассоциации с примесью магнезиальных силикатов. Однако было влажнее, чем теперь: в осадках отмечается обилие аутигенного пирита, возникновение которого стимулируется присутствием органического вещества. В это время красные тона окрасок, присущие для жарких и контрастных климатических обстановок, сменяются спокойными палево-серыми тонами. Отсутствие солевых аккумуляций в озёрных отложениях в восточной части котловины горит о том, что вода была пресной, вероятно, среднеминерализованной. Однако в западной части котловины в джуукинской свите есть средnezасоленные разности. Эта неоднородность засоленности грунтов могла стать следствием меньших глубин озера и иного строения озёрной ванны, при котором различия в климатических условиях между западной и восточной частями котловины явились причиной гидрохимической неоднородности воды озера.

Днище котловины и низкие предгорья были заняты степными ландшафтами (злаки, лебедовые, полыни, эфедра). Горы были покрыты хвойными лесами из ели сосны, с примесью пихты, берёзы, причём, леса занимали большие площади, чем теперь. По долинам рек располагались тугайные леса из вяза, ольхи, тополя, ивы, лоха, облепихи, хмеля. Широколиственные породы принимали незначительное участие в растительном покрове, составляя небольшую долю в лесах гор и тугайных зарослях. Пониженные части котловины были заняты болотами, местами с зарослями болотного кипариса. Большая залесённость гор и, разнообразный состав лесов, наличие широколиственных пород убедительно доказывают, что климат был теплее современного. Характер растительности позволяет оценить среднюю годовую температуру в бассейне озера Иссык-Куль для лесного и степного пояса в целом как  $+12^\circ\text{C}$  при средней температуре января около  $0^\circ$ , июля  $+24^\circ$  (современная среднегодовая температура  $+5^\circ$ , температура января  $-6^\circ$ , июля  $+15^\circ$ ). Среднегодовое количество осадков составляет 750 мм (современное 425 мм).

*Шарпылдакская* свита, вскрытая в джергаланской скважине, представлена озёрными отложениями с резко отличным от предыдущих гранулометрическим составом: более грубым с увеличением роли песчаников и уменьшением содержанием глинистых частиц. В минеральном составе высоко содержание неустойчивых минералов прекрасной сохранности, но в целом роль аутигенного минералообразования снижена. Изменчивость минерального и гранулометрического состава позволяет выделить горизонты, отражающие неустойчивый режим, присущий прибрежной части озера с её набором озёрных (пляжевых и лагунных) и дельтовых фаций. Геохимические характеристики также показывают изменчивость прибрежного режима: возрастает контрастность в содержании  $\text{CaCO}_3$  и воднорастворимых соединений, в целом состав водной вытяжки говорит о возросшей роли речных вод в формировании озёрных водных масс. При этом мало отличаются отложения в восточной и западной части озера: вероятно, произошло увеличение глубин озера и более активный водообмен привёл к выравниванию химического состава воды.

Шарпылдакская свита описана не только по глубокой скважине в области погружения. Стратопипическим разрезом этой свиты является разрез горы Шарпылдак, где обе свиты наблюдаются в абразионном обрыве, сформированном во время молодых трансгрессивных фаз Иссык-Куля. Эти отложения впервые были изучены и названы С.С. Шульцем [5], который отнёс их к позднему плиоцену – раннему плейстоцену. Есть предположения о более раннем её возрасте [2]. В разрезе эта свита представлена паттумами – плохо отсортированными гравийно-песчано-щебнистыми отложениями с суглинистым заполнителем. Обломочный материал не окатан или окатан слабо. Отмечается грубая и невыдержанная слоистость. Мощность свиты до 105 м. Мине-

ралогический и геохимический анализ показал свойства, сходные с полученными при анализе кернов Джергаланской скважины. Интересен контакт двух свит в разрезе: к зоне контакта двух свит приурочена карбонатная цементация и появление аутигенного барита.

В спорово-пыльцевых спектрах свиты преобладает пыльца травянистых и кустарничковых растений, содержание пыльцы древесных колеблется в пределах 1-33%, в составе спектров преобладает пыльца *Betula* (до 84%), много пыльцы *Pinus* (до 55%). Примерные климатические характеристики данного времени по палеоботаническим данным следующие: среднегодовая температура +8°, средняя температура января -10°, июля +22°, среднегодовое количество осадков 600 мм. По сравнению со временем формирования джуукинской свиты резко понизилась среднегодовая и особенно среднеянварская температура [1].

Таким образом, палеогеографические условия формирования джуукинской и шарпылдакской свит были разными. По сравнению со временем формирования джуукинской свиты тектоническая обстановка в шарпылдакское время отличалась значительной напряжённостью. Хотя в котловине господствовало погружение, его темпы замедлились, рельеф суши, прилегающей к акватории озера, стал более контрастным и расчленённым, площадь, занятая озером, сократилась. Климат стал более континентальным: засушливым с довольно холодной зимой. Сокращение лесов и изменение их состава указывает на смену влажных и тёплых условий более сухими и холодными. Особенно суровым был климат во время формирования низов шарпылдакской свиты. Подобные изменения установлены и в других разрезах Иссык-Кульской впадины

Временной рубеж смены джуукинской свиты шарпылдакской не установлен, однако во всей опубликованной информации по данному району он приходится на поздний плиоцен (3,1-1,8 млн л. н.), для которого характерно прогрессивное похолодание. Для высоких широт Северной Евразии (приморские равнины Полярного бассейна, межгорные впадины Северо-Востока) отмечаются качественные ландшафтно-климатические перестройки во второй половине плиоцена, которые отражают неоднократные похолодания. На фоне возросшей частоты климатических колебаний, проявившихся в ландшафтных перестройках в этот же период, констатируется и усиление тренда к похолоданию. Южнее Западной Сибирской равнины, на территории Казахстана и равнин Средней Азии динамика ландшафтных изменений в плиоцене остаётся слабо изученной, но и там предполагается существование не менее двух фаз: аридизации и увлажнения, сопоставимых с фазами потеплений и похолоданий на Восточно-Европейской равнине [3]. Две свиты, изученные в Иссык-Кульской котловине – джуукинская и шарпылдакская – также отражают этапы ландшафтных перестроек в течение этого интервала.

Возможности выявления крупных палеогеографических событий в плиоцене для подтверждения или отклонения предложенной границы квартера 2,6 млн. л. н. могут быть связаны с изучением внутриконтинентальных районов Азии, поскольку в них следует ожидать большей сохранности геологической летописи для заключительных этапов плиоцена по сравнению с Западной и Восточной Европой. Палеогеография «короткого» плейстоцена изучена в Иссык-Кульской котловине для состояния науки в последней трети прошлого века детально, материалы монографии «Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины» ещё не проанализированы в связи с общими вопросами квартера в полной мере. Дополненные современными методами палеогеографического анализа они могут быть полезными в деле решения проблем начальных этапов квартера.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алешинская З.В., Воскресенская Т.Н., Лефлат О.Н., Шумова Г.М. Вещественный состав и палеогеографические условия формирования шарпылдакской свиты Иссык-Кульской впадины // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 3. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. – С. 139-146.
2. Ибрагимов И.М., Талипов М.А. В вопросу о стратиграфии кайнозойских отложений Иссык-Кульской впадины // Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. – Фрунзе, 1965. – С. 55-67.
3. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет / А.А. Величко (ред.). – М.: ГЕОС, 1999. – 260 с.
4. Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины / К.К. Марков (ред.). – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. – 164 с.
5. Шульц С.С. Третичные отложения Северной Киргизии // Геология СССР. Т. 25. – М.: Госгеолтехиздат, 1954. – 255 с.

**СЛОЖНОСТЬ И РАЗНООБРАЗИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ РЫХЛЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И НОВОЕ В МЕТОДИКЕ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОЛИН МАЛЫХ РЕК СЕВЕРА АМУРО-ЗЕЙСКОЙ РАВНИНЫ, НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ И ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ)**

**Ликотов Е.Ю.**

ООО «Геоконтроль», Калуга, likotov@front.ru

**COMPLEXITY AND DIVERSITY OF GENETIC INDICATION OF LOOSE FORMATIONS AND NEW THINGS IN THE METHODS OF THEIR IDENTIFICATION (ACCORDING TO THE RESULTS OF RESEARCH OF SMALL RIVERS' VALLEYS OF THE NORTH OF AMUR-ZEYA PLAIN, LOWER AMUR REGION AND WESTERN PRIOKHOTYE**

**Likutov E.Yu.**

LLC «Geocontrol», Kaluga, likotov@front.ru

Стремлением к максимальной достоверности, точности и полноте определения генезиса рыхлых образований (далее – РО) в ходе самостоятельных исследований строения и формирования долин малых рек Нижнего Приамурья, Западного Приохотья и севера Амура-Зейской равнины [1-4] расширен спектр генетических признаков РО и содержание уже известных. При этом выявленные признаки и полученные данные анализируются не по отдельности, а во взаимосвязи, и образуют познавательные системы.

В *Нижнем Приамурье*, при изучении аллювиальных, склоновых и аллювиально-склоновых РО в долине р. Колчанка (лев. приток р. Коль, впадающей в Сахалинский залив Охотского моря), берущей начало на г. Белая Гора (с известным золоторудным месторождением), СВ оз. Чля, определение их генезиса по наличию (отсутствию) окатанных обломков было затруднено наличием округлых обломков во всех РО. Точное определение генезиса было достигнуто лишь сопряженным (системным) анализом данных четырех признаков: окатанности и петрографического состава обломков, а также – геоморфологической позиции (пойма, надпойменная терраса (далее – НТ), склон) и строения РО во вскрытых шурфами разрезах. Учитывался и пятый признак: геологическое строение бассейна, большая часть которого сложена эоценовыми андезито-базальтами кузнецовской свиты, а вершина – олигоценными трахитами – неизменными и внешне похожими на ириски, окварцованными. Если окатанные «ириски» встречаются в разрезе РО НТ – определяется аллювиальный генезис РО, на склоне – аллювиально-склоновый, а сам склон – как террасоувал. При наличии округлых обломков андезито-базальтов в РО их генезис определяется тем не менее как склоновый.

Ответ на вопрос об отличиях между округлыми обломками различного генезиса: окатанными (аллювиального и пролювиального, а также первично геологического (из конгломератов) и обтёртыми (склонового), был найден только через несколько последующих лет полевых исследований в Западном Приохотье в бассейне р. Амур. Поверхность окатанных обломков гладкая, а гальки из конгломератов – обязательно с остатками цемента (пусть мельчайшими), обтёртых – шершавая (какими бы округлыми они ни были). Также одна из граней (обычно наибольших по площади) у обтёртых обломков весьма неровная, резко отличающаяся от остальных округлых (нижняя при положении данного обломка в разрезе).

В *Западном Приохотье* в днищах долин анализом системы признаков установлен пролювиальный генезис РО, содержащих окатанный материал, но при этом отличающихся от обычного для данных долин строения аллювия и их своеобразной геоморфологической позицией: залеганием при устьях притоков [1], не отмечавшийся ранее предшествующими исследователями. Аллювиально-карстовый генезис РО в днищах долин рек левой части бассейна р. Учур (сразу выше устья р. Уян) установлен по монотонному и постепенному укрупнению мехсостава РО до песчано-глинисто-глыбового в самых нижних горизонтах (как и в разрезе РО на плоской вершине), слабой (до I-II класса) окатанности крупных обломков, отсутствию сложной слоистости и сколько-нибудь заметной концентрации минералов тяжёлой фракции, свойственных аллювию [2]. Карбонатный состав цемента слагающих бассейны рек песчаников (реже – других осадочных пород) проявляется буквальным «вскипанием» воды (в горных реках Западного Приохотья – ультрапресной, практически дистиллированной), заливающей пробу РО перед началом шлихового опробования. Развитие карста диагностируется отсутствием постоянных водотоков в долинах (за исключением коротких – до 1-2 км верхних и приустьевых участков).

На *севере Амура-Зейской равнины* вместе с обычными признаками: конкретным петросоставом обломков, наличием и отсутствием окатанного материала, строением разрезов РО выявлены и применены следующие: петросостав обломков по источникам их поступления, окатанность обломков не только по степени (классам), но и по соотношению окатанных и не окатанных обломков по фракциям их мехсостава, мехсостав обломков с выявлением (где это возможно) фракций руслообразующих наносов и их содержаний. Описание обломочного материала проведено для каждой фракции каждой из 47 проб общим весом около 300 кг.

В *петрографическом составе* гальки и валунов преобладают не коренные гранитоиды и диоритовые порфириды, а устойчивые к выветриванию окварцованные породы и кварц, измененные эффузивы, габброиды.

Во фракции гравия, наоборот, преобладают обломки кварцевого и полевошпатового состава, что соответствует таковому у коренных гранитоидов. Петросостав обломков мало отличается в разновозрастных РО, особенно по одним и тем же фракциям. С учетом характеристик других свойств РО весь обломочный материал фракции гравия и крупнее разделяется на три группы по источникам поступления. 1. *Экзотические* окатанные обломки (устойчивых пород, редко – неустойчивых), распространённые в белогорских отложениях ( $N_2^3-Q_1bl$ ), при размыве которых в ходе врезания рек большей частью сформировались изучаемые РО. 2. *Местные окатанные* обломки коренных пород, поступившие с вышележащих участков бассейнов. Окатаны они хуже (до II класса), чем обломки из первой группы (до IV класса). 3. *Местные не окатанные* обломки коренных пород, имеющие «склоновый» внешний облик (обтёртые). Количественные соотношения между обломками из трех источников позволяют выявить особенности генезиса и динамики РО, которые вряд ли получить другими методами. Превосходством (в 1,5-4 раза) доли экзотических обломков в большинстве случаев в пяти из шести регулярно прослеживаемых горизонтов РО (6-й, верхний – озерные РО) определяется размыв древних РО; более редким преобладанием местных обломков во 2-3-м (снизу) горизонтах в некоторых долинах – размыв пород коренного ложа, экзотических обломков во фракции гравия в этих же долинах – размыв древних РО среднего и мелкого мехсостава. Небольшое содержание местных не окатанных обломков в РО горизонтов 4 и 5 (реже – горизонтов 2 и 3) свидетельствует о минимальном поступлении крупнообломочного материала со склонов при формировании послераннеплейстоценовых РО и, следовательно, о минимальном участии склоновых процессов в формировании долин. Доля обломков из трех установленных источников варьирует как от долины к долине, так и от горизонта к горизонту в одной долине, обозначая тем самым даже небольшие изменения свойств водных потоков и внешних условий рельефообразования и, следовательно, «тонкие» черты генезиса РО.

**Окатанность** обломков уменьшается от I-III (редко – IV) до I класса и менее от крупных обломков к мелким и с уменьшением доли обломков экзотического петросостава. Наилучшим образом окатаны обломки устойчивых к выветриванию и окатыванию кварца и окварцованных пород. Это свидетельствует о преобладании процессов выветривания и разрушения обломков пород в потоках над процессом их окатывания. Крупные обломки средне и слабо устойчивых пород разрушаются в дресву, песок и тонкий материал [5]. Окатанность обломков резко ухудшается при врезании рек в коренное ложе и при формировании озёрных отложений, что также помогает точнее определить генезис слагаемых ими РО. При описании в каждой фракции РО мы заметили, что в большинстве случаев не окатанный материал преобладает во фракциях 3-5 мм и 5-7 мм, реже – 2-3 мм. В более крупных фракциях аллювия не окатанные обломки преобладают при его формировании за счет размыва коренных пород. То же наблюдается в озёрных РО и в пойменном аллювии. Изменения соотношений окатанных и не окатанных обломков более чутко диагностируют относительную продолжительность их окатывания, поступление хорошо окатанного экзотического или не окатанного местного материала, нежели это можно делать с применением класса окатанности.

**Механический состав** РО – в основном крупный, реже – преимущественно тонкий. Приблизительно одинаковое соотношение обломков различных фракций имеет место в РО 2-го горизонта, в меньшей степени – 3-го, реже – в РО других горизонтов. Эти данные – вместе с другими свойствами РО – позволяют выявить не только аллювиальный и пролювиальный (в различных соотношениях) и озёрный генезис РО, но и вычленить в аллювии фации пойменную и проток (наряду с русловой). В ходе исследований мы не остановились на обычных приёмах грананализа, завершающихся расчётом содержаний обломков различных фракций в каждой пробе. Построение графиков (диаграмм) мехсостава РО, на горизонтальной оси каждого из которых засечками через равные промежутки отмечаются фракции РО, а на вертикальной – показаны содержания (в весовых процентах) каждой из них, помогает точно и наглядно выявить три группы фракций: тонкие частицы (фракции < 0,1 мм) – взвешенные наносы, крупнообломочные частицы (размером > 10 мм) – влекомые наносы (согласно Н.И. Маккавееву [6] – руслообразующие) и промежуточную группу (размер 0,1-10 мм): заполнитель, частицы которого при паводках переносятся потоками во взвешенном состоянии, а в межень также и во влекомом. Редко, обычно у РО малых водотоков, влекомые наносы представлены песком и гравием.

Чем меньше доля взвешенных наносов, тем выше степень водной переработки РО. Их доля в РО горизонтов 2 и 3 – 17-38% и 13-31% (соответственно). Следовательно, сток взвешенных наносов во время их формирования был весьма значительным. Этот факт вместе с особенностями залегания тонкого материала в РО (гнездами, в примазке, среди заполнителя), со струйчатой их текстурой показывает возможность деятельности структурных потоков, которые отличаются высокой транспортирующей способностью при относительно небольших водности и скоростях течения. Резкое уменьшение доли тонких частиц (до 4-7%), а значит и стока взвешенных наносов, происходило при формировании горизонта 4, переходного между толщей существенно глинистых серых РО (горизонты 2 и 3) и существенно гравийными или галечными коричневыми РО горизонта 5, доля тонких частиц в котором уменьшается до 1-4% (лишь в двух случаях она – 8-11%).

Руслообразующие наносы характеризуются размером и долей от общего веса РО в каждой пробе, а так же соотношением по источникам поступления (рассмотренным при анализе петросостава обломков). Размер определяет скорости течения рек в паводок, а доля (в прямой связи) – степень водной переработки РО.

Перемещённые потоком сильно выветрелые коренные гранитоиды (горизонт 1) содержат широко варьирующую их долю – 35-71%. В целом же РО свойственна низкая (руслообразующих наносов – 19-35%), средняя (40-55%) и высокая (62-80%) степень водной переработки.

**Скорости течения водотоков во время паводков** определяются по размеру руслообразующих фракций и по скоростям трогания обломков различных размеров [7] и с учетом мало менявшихся внешних условий формирования долин [4]. Для РО 1-го горизонта их значения – 0,25-0,5 м/сек, 2-го – от 0,8-1,65 м/сек до 0,8-2,26 м/сек, 3-го – от 0,8-1,65 м/сек до 0,8-3,2 м/сек, 4-го – 0,8-2,26 м/сек, редко (для малых водотоков) - 0,45-0,55 м/сек, 5-го - от 0,8-1,65 м/сек до 0,8-3,2 м/сек. При формировании горизонта 6 (в конце второй половины позднего плейстоцена - в начале голоцена ( $Q_3^4$ - $Q_4^1$ )) скорости течения уменьшились так резко, что возникли и были реализованы условия для озёрного осадконакопления. Транспортирующая способность потоков менялась в том же режиме, что и скорости течения в паводок – до незначительной современной, при которой потоки переносят мелкозернистый песок и тонкие частицы.

Строение и другие исследованные свойства РО составляют более сложный, разнообразный и широкий, чем обычно, а главное – системно построенный, спектр их генетических признаков.

Ранее был выявлен аллювиальный и, много реже, озёрный **генезис** изученных РО [8]. По результатам наших исследований он более разнообразен и сложен. У РО горизонта 1 – не только элювиальный, но и пролювиально-элювиальный (при менее совершенной водной переработке РО) и элювиально-аллювиальный (при более совершенной). У РО горизонтов 2 и 3 чаще всего сложный: аллювиальный и пролювиальный генезис (в различных соотношениях). Аллювиально-пролювиальные РО отличает высокая плотность, значительная доля тонких частиц и их залегание гнёздами, низкая доля руслообразующих наносов. Пролувиально-аллювиальные РО лучше переработаны водными потоками, у них меньше плотность и содержание тонких частиц, больше руслообразующих наносов; распределение полезного компонента гнездово-струйчатое (у аллювиально-пролювиальных РО – струйчато-гнездовое). Местами РО горизонта 2 имеют пролювиально-элювиально-аллювиальный генезис (по преобладающему местному петросоставу обломков, особенностям строения РО, разнообразному и малодифференцированному мехсоставу РО (с незначительным преобладанием обломков фракций 10-20 мм и 2-5 см) У РО горизонтов 4 и 5 (редко горизонта 3) – аллювиальный генезис; прежде всего – по минимальным содержаниям тонких частиц, высокой (реже средней) доле руслообразующих наносов), повсеместному преобладанию экзотических обломков (среди крупных), сложной диагональной или волнистой слоистости. Аллювий старичной фации наблюдается очень редко и выделяется по резкому преобладанию тонких частиц, залеганию линзой внутри горизонта аллювия, большому количеству растительных остатков. Основные генетические черты редко отмечаемого пойменного аллювия: преобладающее (или заметное) участие тонких частиц в его строении и минимальное – крупных обломков, которым, (как нигде более в изученных разрезах) свойственны местный петросостав и очень плохая окатанность; линзы, прослои, скопления органического материала. Криогенно-аллювиальные и аллювиально-склоновые РО наблюдаются единично. Практически повсеместны озёрные РО, отличающиеся ярким сиренево-бурым цветом, высокой плотностью и горизонтальной слоистостью; доля тонких частиц 53-93%. Редкие крупные обломки (местного петросостава, до I класса окатанности), ориентированы в толще тонкого материала так, что выглядят как бы «подвешенными», обозначая тем самым вертикальное направление своего осаднения. Мощность озёрных РО, меняющаяся от 5 м до 0,2-1 м с востока на запад, вне зависимости от порядков долин и водности современных потоков, обозначает возможность существования крупного озера (системы озёр) в период их формирования ( $Q_3^4$ - $Q_4^1$ ).

Разработанная и примененная при выявлении генезиса РО система их генетических и морфодинамических признаков открывает новые возможности полевых исследований и изучения обломочного материала при грананализе РО, увеличивает степень достоверности и детальности результатов геоморфологических исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Рязанов Р.М., Ликуты Е.Ю. Отчет о результатах поисковых работ на россыпи золота в бассейнах р.р. Джана, Маймакан и Киранкан. – Хабаровск, 1984.
2. Ликуты Е.Ю. Особенности строения и генезиса речных долин юго-восточной части Алданского нагорья // Экзогенный морфогенез в различных типах природной среды: Тез. докл. Всес. конф. (II Щукинские чтения). Москва, 10-12 мая 1990 г. – М.: Изд-во МГУ, 1990. – С. 54-56.
3. Ликуты Е.Ю. Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений долин малых рек севера Амуро-Зейской равнины, Нижнего Приамурья и Западного Приохотья // Межд. симп. «Четвертичные события и стратиграфия Евразии и Тихоокеанского региона»: Тез. докл. – Ч.1. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. – С. 129-131.
4. Ликуты Е.Ю. Особенности строения и закономерности формирования долин малых рек центральной части междуречья Зеи и Селемджи / АмурКНИИ ДВО РАН. – Благовещенск, 1993. – 230 с. – Деп. в ВИНТИ 04.03.93, №531-В93.
5. Ликуты Е.Ю. Соотношение процессов выветривания и окатывания в формировании рыхлых отложений малых рек горной системы Джугджур и севера Амуро-Зейской равнины // Тр. VI Конф. «Динамика и термика рек, водохранилищ и окраинных морей» – ИВП РАН, 22-26 ноября 2004 г. – М.: ИВП РАН, 2004. – С. 418-420.

6. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 346 с.
7. Богомоллов А.И. Михайлов К.А. Гидравлика. – М.: Стройиздат, 1972. – 647 с.
8. Геоморфология Амура-Зейской равнины и низкогорья Малого Хингана / Отв. ред. С.С. Воскресенский. – Ч. 1. – М.: Изд-во МГУ, 1973. – 275 с.

## ЛАНДШАФТНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРАВЕРТИНОВОГО КАСКАДА ДРЕВНЕГО ТЕРМАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА УРОЧИЩА ПЫМВАШОР

Любас А.А., Болотов И.Н., Гофаров М.Ю., Иглоvский С.А.

*ИЭПС УрО РАН, Архангельск, renato67@yandex.ru*

## LANDSCAPE-GEOLOGICAL CHARACTERISTIC OF TRAVERTINE CASCADE OF THE ANCIENT THERMAL SOURCE OF TRACT PYMVASHOR

Ljubas A.A., Bolotov I.N., Gofarov M.Y., Iglowskiy S.A.

*Institute of Ecological Problems of the North, Ural Branch of Russian Academy of Sciences (IEPN UB RAS)*

Термальные источники субарктических и арктических регионов Земли – явление уникальное, в то же время их известковые отложения – травертины – не имеют аналогов в Российском секторе Европейской Субарктики. В настоящее время одним из актуальных направлений исследований в области исторической экологии является изучение различных природных архивов, которые позволяют реконструировать палеогеографические и палеоэкологические условия прошлого. В качестве палеоэкологических архивов до недавнего прошлого использовались преимущественно колонки донных отложений озёр и торфов [6]. В настоящее время в качестве источника данных об истории экосистем сравнительно редко используются травертиновые постройки термальных источников. Исследования по этому направлению проводились на Украине [3, 4] и в Литве [1], а в Субарктике таких работ не было. Между тем, они могут дать возможность выявить специфические особенности изменения природной обстановки в районах гидротерм в позднем плейстоцене и голоцене.

В термальном урочище Пымвашор, расположенном в бассейне реки Адзвы (Большеземельская тундра, юго-восточная часть Ненецкого автономного округа) обнаружена травертиновая постройка древнего термального источника, сложенная известковыми туфами предположительно позднечетвертичного возраста (плейстоцен - голоцен). Она находится на склоне борта лога, угол наклона которого составляет 25-35°. Склон был разделен на 10 вертикальных полос, по каждой из которых проводилось измерение длины и высоты террас. Средняя длина террасы в центральной части склона составляет  $94,5 \pm 10,5$  см, средняя высота террасы –  $29 \pm 4$  см, на площадках террас имеется углубление, которое перекрыто слоем почвы средней мощностью  $35 \pm 4,3$  см. Анализ данных полевых измерений позволяет разделить склон на несколько морфологических частей:

– в верхней части находятся небольшие травертиновые террасы, образованные отложениями древнего термального источника.

– в средней части каскада располагается крупнейшая терраса длиной 3,5 и шириной 24 м, которая перекрыта слоем почвы. В данном почвенном слое и в нижележащих рыхлых травертиновых отложениях в большом количестве присутствуют раковины гастропод принадлежащие к родам *Lymnaea* и *Anisus*. Это свидетельствует о наличии на данной террасе водного бассейна в период разгрузки термальных вод, в котором, как и в современных гидротермах урочища, сконцентрированы поселения моллюсков, с очень высоким обилием [2].

– в нижней части постройки термального источника расположено отвесное обнажение травертинов высотой до 3,5 м, с поверхности которого была отобрана колонка геологических образцов. Однако, несмотря на обилие фоссилизированной органики в травертиновой постройке, при визуальном осмотре на обнажении не было выявлено зооморфозов.

Специфическая форма данных террас, по-видимому, связана с особенностями генезиса травертинов (горячая вода изливается на поверхность, образуя налегающие друг на друга слои; в сформировавшихся небольших бассейнах осажденный карбонат кальция изначально находится в студнеобразном состоянии, а при его отвердении образуются травертины). Аналогичную форму имеют травертиновые отложения источников Паммукале (Турция).

Известковые туфы, слагающие постройку, имеют специфические свойства в различных частях постройки. Наименьшей плотностью обладают породы слагающие бортики террас. Также они характеризуются сильной пористостью и наличием псевдоморфозов кальцита и арагонита по высшим растениям. Помимо этого в них часто встречаются фоссилизированные раковины моллюсков. Наиболее плотные травертины слагают нижнюю часть постройки, и, по-видимому, имеют наиболее древний возраст. Несмотря на вышеперечисленные

свойства в данной части постройки также обнаружены ископаемые раковины гастропод, но в гораздо меньшем количестве и сохранности.

В районе исследования (юго-восток Большеземельской тундры) отмечаются типичные тундровые ландшафты в сочетании с платообразными формами рельефа гряды Чернышёва. В пределах термального урочища Пымвашор формируются азональные типы ландшафтов. Это связано, в первую очередь, с карстовым характером рельефа данной территории. Немаловажно и то, что в пределах урочища происходит разгрузка термальных вод карбонатного состава, которыми и связано наличие травертиновых куполов. Так, ландшафт в районе исследования представляет собой широкую долину реки Пымваю с высокими, сильно денудированными бортами. Особое внимание на себя обращает вымытый рекой разрез кряжа, обнажающий коренные породы [5].

Таким образом, впервые в пределах материковой части Европейского сектора Арктики обнаружены гидротермальные известковые отложения позднечетвертичного возраста, содержащие представителей ископаемой малакофауны.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 10-04-00897, междисциплинарного проекта УрО РАН «Ландшафтно-зональные условия и видовое разнообразие беспозвоночных животных на Европейском Севере», ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009-2013 годы» и гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых ученых МД-4164.2011.5.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Sanko A. et al. Holocene malacofauna in calcareous deposits of Dūkšta site near Maišiagala in Lithuania. *Geologija*. – 2008. – V. 50. – N. 4(64). – P. 290-298.
2. Беспалая Ю.В., Бологов И.Н., Усачева О.В. Население моллюсков субарктической гидротермальной экосистемы в зимний период. *Зоологический журнал*. – 2011. – Т. 90, (в печати).
3. Волік О. Вико́пні молюски з четвертинних травертинів Середнього Придністров'я та їх палеогеографічне значення // Наукові записки ТДПУ. Серія: Географія. – 2003. – № 2. – С. 40-44.
4. Волік О. Вико́пні флора та малакофауна з травертинової скелібіля села Трибухівка та їх палеогеографічне значення // Наукові записки ТДПУ. Серія: Географія. – 2004. – № 3. – С. 48-50.
5. Кулик Н.А. 1914. Поездка в Большеземельскую Тундру летом 1910 г. // ТОЗ. – СПб. – Т. III (1909-1913).
6. Смирнов Н. Н. Историческая экология пресноводных зооценозов. Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н.Северцова. – М. :Товарищество научных изданий КМК, 2010.

### ОЗЕРНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ: НОВООБРАЗОВАНИЯ НА ВЫСОХШЕМ ДНЕ ЮДИНСКОГО ПЛЕСА

Магаева Л.А.<sup>1</sup>, Устинов М.Т.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, juliao01@mail.ru*

<sup>2</sup> *Институт почвоведения и агрохимии СО РАН*

### LAKE'S LITHOGENESIS: NEWFORMATIONS ARE ON THE BOTTOM OF THE DRYING UP UDINSKY STREACH

Magaeva L.A. <sup>1</sup>, Ustinov M.T. <sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Institute of Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul*

<sup>2</sup> *Institute of Soil Science and Agrochemistry SB RAS, Novosibirsk*

Объектом наших исследований на протяжении 10 лет является Юдинский плес оз. Чаны – самого крупного солоноватого озера лесостепной зоны Западной Сибири. Котловина озера расположена в бессточной части Обь-Иртышского междуречья в пределах Новосибирской области. Акватория оз. Чаны, имеющая весьма изрезанную береговую линию, в настоящее время занимает лишь восточную часть. Западная часть под названием Юдинский плес полностью высохла. Кроме естественной аридизации климата, причиной деградации Юдинского плеса послужила дамба, построенная в 1971 г. и отделившая его от восточной акватории. Целью создания дамбы было сохранение основной рыбопромысловой восточной части озерного водоема.

Обсыхающий Юдинский плес стал естественным полигоном для исследований современных процессов галогенеза, начального почвообразования и формирования гидрогеологических условий новых геосистем. Котловина Юдинского плеса имеет форму эллипса, ограниченного горизонталью 110 м. Длинная ось вытянута по широте на 30 км, короткая с севера на юг составляет 23 км. Максимальный уровень в озере отмечен в 1950 г. – 106,5 м. Площадь плеса при максимальном уровне – 700 км<sup>2</sup>, средняя глубина – 2,6 м [1]. Водосборная площадь практически совпадает с площадью плеса, поскольку водосбор перехватывают мелкие озера, расположенные вокруг плеса на поверхности 106-110 м.

Период аридизации на юге Западной Сибири начался с 1960-х годов. С этого времени идет спад уровня воды в озере. Высохшая первая поверхность с абсолютными отметками 104-106 м уже используется в качестве сенокосов на сформировавшихся солонцах глубоких. Более низкая поверхность с отметками 104-103 м с глубиной уровня грунтовых вод 1,3-1,8 м занята солонцово-солончаковыми комплексами. Самая низкая поверхность с отметками 101-103 м вытянута вдоль длинной оси плеса. Глубина уровня грунтовых вод на ней до 1,0 м, состав воды сульфатно-хлоридный магниевый-натриевый с минерализацией до 40 г/дм<sup>3</sup> [2, 3]. На этой поверхности обнаружены конкреции, которые можно объединить в несколько групп:

1. Столбчатые отдельности из глинистых, песчаных частиц, илов, сцементированных карбонатами. Столбики высотой 4-8 см, диаметром до 7-9 см. С поверхности белесые, интенсивно окисленные. В основании карбонатные, глинисто-карбонатные и железисто-карбонатные оолиты и оолитоиды образуют систему сросшихся «дробинки» диаметром 0,1-0,5 см. Расположены столбики в узлах морозобойных полигонов. Полоса с морозобойными полигонами расположена вдоль песчаного пляжа и имеет ширину 50-100 м;

2. Твердо сцементированные песчано-карбонатные плитчатые конкреции с ожелезненными карбонатными оолитами в виде сферических шариков, бобовин, сросшихся в причудливые формы. Толщина плиток основания от 2-3 мм до 1 см. Шарик и бобовина белесые, окисленные с поверхности, реже ожелезненные диаметром до 0,5 см, вытянутые до 2 см, высота их до 1 см. Пятна ожелезнения обычно на поверхности плиток. На срезах оолитов карбонатно-железистое ядро «обернутое» в тонкую карбонатную оболочку (доли мм). Обратная сторона плиток черная неровная, песчанистая. Эти конкреции расположены на полосе пляжа ближе к центру озера и имеют разнообразные размеры (до 10×20 см) и формы;

3. Те же черные пластины, но более тонкие и ажурные размером от 5×5 до 10×15 см с железисто-карбонатными конкрециями размытой, менее выраженной формы;

4. Черные пластинки с только наметившимися белесыми конкрециями карбонатов на верхней поверхности;

5. Черные тонкие 1-2 мм пластинки с отверстиями разной конфигурации, образуют ажурные «кружева»; Пластины 3, 4, 5 находятся в центральной части озера;

6. Железисто-карбонатные образования на раковинах моллюсков встречаются на всех поверхностях;

7. Дресва и гравий из обломков разрушенных описанных выше конкреций на бугорках между проточными ложбинками;

8. Серые тонкие усыхающие остатки органики, опесчаненные сверху и снизу (остатки бывших «матов»).

Появление корок и поверхностных конкреций на первых стадиях обсыхания территории не характерно для Западной Сибири. Это результат усиления степени аридности на конкретной большой территории, вовлеченной в режим сильного испарения и трансформации грунтовых вод близко залегающих от дневной поверхности. Плюс соли испарившейся воды озера.

Изначально донные отложения оз. Чаны представлены пелитовыми илами, алевролитами и реже песками. Основными компонентами химического состава донных отложений являются карбонаты, терригенный материал и органическое вещество [1]. Благодаря испарению, классически, идет интенсивное накопление хлорида натрия, гипса, сильно выражены процессы накопления углекислого кальция и доломитизация. Обнаруженные, неоднократно в разные годы и сезоны, конкреции, как правило, приурочены к только что освобожденным из-под воды территориям, с формирующимися на них луговыми солончаками.

Конкреции, являясь по происхождению вторичными новообразованиями [4], представляют собой твердо сцементированные плоские или «вспученные» пластины толщиной 0,5-2,0 см до 10×20 см по площади. Выполненные по инициативе В.А. Казанцева первые атомно-адсорбционный анализ, рентгено-спектральные и минералогические исследования показали, что конкреции состоят из минералов безводных карбонатов: кальцита, магнезита, доломита, смитсонита, родохрозита, сидерита, арагонита, а также кварца. Натечная форма конкреций – арагонит, доломит и до 15% кварца. Белая часть конкреций – это до 80-90% кальцит, а также доломит и кварц. Черная часть конкреций содержит до 50% кварца, до 15% кальцита и много доломита. По спектральному анализу из микро- и макроэлементов много Si, Ca, Mg, мало (тысячные) V, Cr; Sr – 2%, Na – 4%, Bi – 0,02%, Mn – 0,2%, Fe – следы.

Конкреции являются одними из индикаторов аридности. В дальнейшем они вовлекаются в почвообразовательные процессы, что подтверждается нахождением их мелких отдельностей в почвенных профилях на других поверхностях.

Проявление в Западно-Сибирских условиях конкреций на Юдинском плесе заслуживает особого внимания и дальнейших почвенно-геохимических исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Пульсирующее озеро Чаны. – Л.: Наука, 1982. – 304 с.
2. Казанцев В.А., Магаева Л.А., Устинов М.Т., Якутин М.В. Формирование и эволюция почв обсыхающих территорий (на примере озера Чаны) // Сибирский экологический журнал. – 2005. – № 2. – С. 321-339.



3. Устинов М.Т., Магаева Л.А. Юдинский плес оз. Чаны – интегральный индикатор прогноза эволюции обсыхающей Барабы // Мелиорация и водное хозяйство. – 2010. – № 1. – С. 27-31.
4. Ковда В.А. Биогеохимия почвенного покрова. – М.: Наука, 1985. – 264 с.

## ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ТОРФЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ОСНОВЕ СТЕПЕНИ ТРОФНОСТИ

Макаренко Г.Л.

Тверской государственной технической университет, Тверь, mgl777@tmail.ru

## GENETIC CLASSIFICATION OF PEAT DEPOSITS BASED ON TROPHICITY DEGREE

Makarenko G.L.

The Tver State Technical University, Tver

Для разработки классификации были выбраны три основные компоненты, определяющие состав торфяных отложений и отражающие степень трофности среды торфонакопления: фактическое процентное содержание растительных остатков эвтрофного типа Э; фактическое процентное содержание растительных остатков олиготрофного типа О; процентное содержание разложившейся растительной массы и остатков тканей растений-торфообразователей, утративших клеточное строение (степень разложения торфа) R, которые в сумме составляют 100%. Работы по установлению таксономических единиц классификации торфяных отложений выполняются в следующей последовательности, состоящей из двух частей (рис. 1) [1-3]. Первая соответствует стандартной технологии (две первые операции), вторая в продолжение – предлагаемой (пять последующих операций).

Стандартная сводится к проведению ботанического анализа. При его выполнении (традиционная методика) первоначально определяется степень разложения торфа, затем образец отмучивается на сите с отверстиями диаметром 0,25 мм. При этом с водой уходят гумифицированная часть и мелкие частицы тканей, на сите остаются крупные остатки растений и семена. По промытому волокну под микроскопом ведется определение ботанического состава с установлением принадлежности растительного остатка к тому или иному виду растения. При оценке количественных соотношений между растительными остатками под микроскопом все торфяное волокно принимается за 100%, а по площади, занимаемой отдельными видами растительных остатков, устанавливается процентное соотношение между ними. В начале второй части по результатам ботанического анализа содержание видов растительных остатков объединяется в две группы: эвтрофного Э и олиготрофного О типов. Это не отвечает фактическому процентному содержанию (от общей массы торфа) и не учитывает разложившуюся растительную массу (степень разложения торфа).

Проблема оценки фактического процентного содержания растительных остатков в составе торфяных отложений ранее была поставлена З. Руофф (1918) и Н.Я. Кац (1941), в соответствии с которой процентное покрытие растительными остатками поля зрения микроскопа, *учитывающее разложившуюся растительную массу (степень разложения)*, определяет более полную характеристику торфяных отложений, а количественное соотношение компонентов позволяет рассматривать их как действительное, т.е. в неискаженном виде. Поэтому были разработаны методы пересчета в фактическое процентное содержание растительных остатков торфа с учетом степени разложения (расчетный, номограммный и программно-алгоритмический) [1].

В каждом из типов в целом по залежи на территории таёжной зоны РФ оценена встречаемость групп и классов торфяных отложений (рис. 2). В условиях естественного залегания в пределах каждого из типов торфяных отложений отмечается закономерное снижение встречаемости в направлении: *группы эвтрофного типа* – эвтрофная Э → смешанная эвтрофная  $СМ_Э$  → гумифицированная эвтрофная  $R_Э$ ; *группы олиготрофного типа* – олиготрофная О → смешанная олиготрофная  $СМ_О$  → гумифицированная олиготрофная  $R_О$ . Что же касается классов торфяных отложений, то в каждом отдельном взятом типе по преобладающей относительной встречаемости они образуют следующие генетические ряды: *классы эвтрофного типа* – эвтрофный травяной  $Э_Т$  → эвтрофный моховой  $Э_М$  → смешанный эвтрофный  $СМ_Э$ ; *классы олиготрофного типа* – олиготрофный моховой  $О_М$  → смешанный олиготрофный  $СМ_О$  → олиготрофный травяной  $О_Т$  → олиготрофный гумифицированный  $О_Р$  (см. рис. 2).

Наибольшее количество классов торфяных отложений в естественных условиях залегания, встречающихся на подстилающих минеральных отложениях, приходится на пески. Минимальное – на супесь и суглинок.

Анализ изменчивости концентрации основных подвижных форм катионов во внутриводном растворе разнотипных торфяных отложений в залежи болот северной и южной тайги показал, что характер изменения является одинаковым (поведение концентрации катионов кальция  $Ca^{++}$  и концентрации катионов водорода  $H^+$ ). При этом характер изменчивости физико-химических свойств в условиях южной тайги наблюдается в меньшем



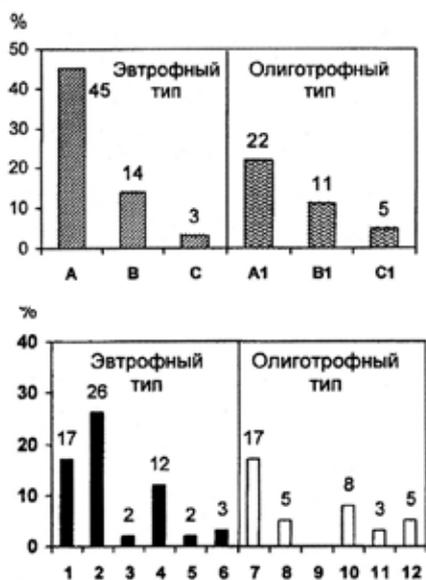
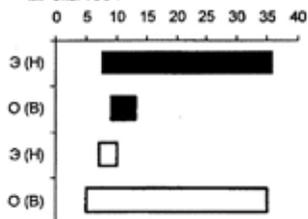


Рис. 2. Относительная встречаемость типовых разновидностей торфяных отложений естественной залежи торфяных болот лесной зоны по группам и классам (%).

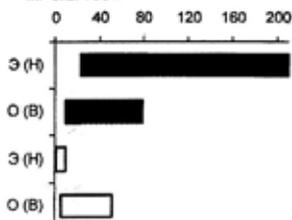
Группы: А – эвтрофная; В – смешанная эвтрофная; С – гумифицированная эвтрофная (эвтрофный тип); А1 – олиготрофная; В1 – смешанная олиготрофная; С1 – гумифицированная олиготрофная (олиготрофный тип).

Классы: 1 – эвтрофный моховой; 2 – эвтрофный травяной; 3 – эвтрофный древесный; 4 – смешанный эвтрофный; 5 – смешанный эвтрофный гумифицированный; 6 – эвтрофный гумифицированный; 7 – олиготрофный моховой; 8 – олиготрофный травяной; 9 – олиготрофный древесный; 10 – смешанный олиготрофный; 11 – смешанный олиготрофный гумифицированный; 12 – олиготрофный гумифицированный.

диапазон изменения основных подвижных форм катионов, мг-экв/100 г



диапазон изменения основных подвижных форм катионов, мг-экв/100 г



Тип отложений: Э (Н) – эвтрофный (низинный); О (В) – олиготрофный (верховой)

Концентрация катионов (мг-экв/100 г): ■ – кальция Ca<sup>++</sup>, □ – водорода Н<sup>+</sup>

Рис. 3. Статистическая изменчивость концентрации основных подвижных форм катионов во внутриверховом растворе разнотипных торфяных отложений.

диапазоне (0-40 мг-экв/100 г), в отличие от условий северной тайги (0-250 мг-экв/100 г). Это следует связывать с гидрохимической зональностью атмосферных осадков и грунтовых вод на территории таёжной зоны (рис. 3).

Таким образом, степень трофности среды процесса накопления торфяных отложений (болотный седиментогенез) является одним из основных условий формирования типа растительности болот и типа торфяных отложений. На поверхности хорошо водопроницаемых минеральных отложений, в отличие от слабо водопроницаемых выявлено наибольшее число классов торфяных отложений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Макаренко Г.Л. Геологическая природа болот. – Тверь: ТГТУ, 2009. – 160 с.
2. Макаренко Г.Л. Изучение геологической природы торфяных месторождений на основе степени трофности среды торфонакопления // Изв. вузов. Геология и разведка. – М.: РГГРУ, 2006. – № 4. – С. 35-39.
3. Макаренко Г.Л. Природные условия болотного седиментогенеза // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Материалы 5-го Всероссийского литологического совещания, Екатеринбург, 14 – 16 октября 2008 г. Т. II. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. – С. 9-11.

## **К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ БОЛОТ НА ОСНОВЕ СТЕПЕНИ ТРОФНОСТИ**

**Макаренко Г.Л.**

*Тверской государственной технической университет, Тверь, mgl777@mail.ru*

## **ON THE ISSUE OF CLASSIFICATION OF MIRES BASED ON TROPHICITY DEGREE**

**Makarenko G.L.**

*The Tver State Technical University, Tver*

Работа по выявлению наиболее типичных, часто и закономерно встречающихся стратиграфических единиц, а отсюда и работа по построению промышленно-генетической классификации торфяных залежей, первый вариант которой был разработан С.Н. Тюремовым в 1936-1937 гг. По этой классификации торфяная залежь изучается по пластообразующим видам торфяных отложений, каждый из которых отлагается определенными растительными группировками в соответствующих условиях водно-минерального питания. Эти изменения сопровождаются изменением видового состава торфа. Степень участия того или иного вида торфяных отложений в формировании залежи определяет её качественный состав и свойства, а последовательность напластований торфов – её видовую и типологическую принадлежность [1]. В настоящее время все разнообразие видов залежей на территории РФ объединено в четыре основных типа: низинный, переходный, смешанный и верховой. Всего выделено около 90 видов строения залежи [2, стр. 55]. В 2000 г. НИЦ ОИГГМ Сибирского отделения РАН для Западной Сибири дополнительно разработана классификация торфяных залежей, включающая 70 видов строения в составе четырех основных типов [3]. Однако такое разнообразие и многочисленный состав видов строения залежи затрудняет проведение системного анализа в оценке природных условий образования и развития залежей, затрудняет достоверное установление генетически унаследованной взаимосвязи растительного покрова и состава его подземной части со стратиграфией залежи.

Ранее выполненными исследованиями геологической природы болот было установлено, что избыточную увлажненность минеральной геологической среды в наземных условиях, формирование и развитие болото- и торфообразовательного процесса и процесса биогенного рельефообразования обуславливает наличие подвижного горизонта капиллярной каймы ПГКК, который по сути одновременно обеспечивает питательный режим живых болотных растений и процесс активного разложения отмершей растительной массы в динамической части залежи с последующим накоплением торфяных отложений [4-6]. Капиллярные силы практически не меняют структуры воды и поэтому капиллярная вода по своим физическим свойствам практически не отличается от свободной и удерживается в горной породе силами поверхностного натяжения, образующимися на границе фаз вода – воздух – твердая поверхность [7]. Независимо от рельефа территории подвижность горизонта капиллярной каймы обусловлена наличием градиента напора, который проявляет себя в условиях постоянного изменения уровня природной воды (грунтовой или болотной) вблизи поверхности суши. По мнению автора, ПГКК одновременно связывает условия формирования и условия дальнейшего развития болото- и торфообразовательного процесса. Формирующийся при этом микрорельеф поверхности определен неоднородностью минеральной среды и степенью вертикальной и горизонтальной расчлененности поверхности ПГКК со своими особенностями произрастания болотных растений и последующим развитием залежного слоя за счет биогенного накопления торфяных отложений.

Исследованию были подвергнуты болота таежной зоны РФ, где сосредоточены основные запасы торфа (Карелия; Тверская, Псковская, Московская, Владимирская, Ивановская, Нижегородская и Ленинградская области; Западная Сибирь; Камчатка). Цель данной работы – совершенствование и развитие геологического аспекта на природу болото- и торфообразовательного процесса.

**Методика исследований.** Генетическая классификация торфяных залежей болот построена на основе степени трофности среды торфонакопления в соответствии с обобщенной моделью стадий и этапов развития залежного слоя (табл. 1).

В основу выделения классификационных единиц предлагаемой классификации положено поэтапное и постадийное развитие слоев залежей на основе соотношения фактического процентного содержания групп эвтрофных (Э) и олиготрофных (О) растительных остатков в составе торфяных отложений (компонентного состава по типовой принадлежности) по вертикальному профилю (разрезу) болота (рис. 1) [6]. В общем виде процесс торфонакопления начинается с эвтрофной стадии и завершается олиготрофной. Каждая из стадий делится на два этапа. *При этом торфообразовательный процесс может начаться на любом этапе и на любой стадии развития.* Выделены два вида строения залежи: одностадийное (низинный и верховой тип) и двухстадийное (смешанный тип). Каждой разновидности строения присвоен индекс (см. рис. 1). В залежах с двухстадийным строением учитываются тип и группа горизонтального контакта перехода залежи из эвтрофной стадии развития в олиготрофную и преобладающая группа растительных остатков в области контакта в составе торфяных отложений [6]. Таким образом, залежный слой болот делится на три типа: низинный, верховой и смешанный (включая 15 разновидностей, каждой из которых присвоен соответствующий индекс строения).

Динамическая часть залежного слоя – единовременная среда произрастания болотной растительности и среда активного неолитного разложения стержней растительной массы			
Соотношение остатков в торфе	Стадии и этапы развития собственно залежного слоя	Основная характеристика торфяных отложений	
$O = 100\%$	Второй этап олиготрофной стадии развития	Основная подвидовая форма катионов во внутрилиторном растворе – катион $H^+$	
$O > Э$	Первый этап олиготрофной стадии развития	Основные группы торфяных отложений на основе их компонентного состава:	
<b>ГРАНИЦА ПЕРЕХОДА</b>		гумифицированная олиготрофная $R_0$ смешанная олиготрофная $CM_0$ олиготрофная $O$	
Основные группы катионов			
	ПЕРВАЯ	ВТОРАЯ	ТРЕТЬЯ
	$R_3 - R_0$	$CM_3 - R_0$	$O - R_0$
	$R_3 - CM_0$	$CM_3 - CM_0$	$O - CM_0$
	$R_3 - O$	$CM_3 - O$	$O - O$
$Э > O$	Второй этап эвтрофной стадии развития	Основная подвидовая форма катионов во внутрилиторном растворе – катион $Ca^{2+}$	
$Э = 100\%$	Первый этап эвтрофной стадии развития	Основные группы торфяных отложений на основе их компонентного состава:	
		гумифицированная эвтрофная $R_2$ смешанная эвтрофная $CM_2$ эвтрофная $Э$	
Минеральная геологическая среда на основе природных геологических процессов и явлений или льдно-гляциальных и лессовых образований (пески, супеси, суглинки, глины, илы, сарпеллы)			

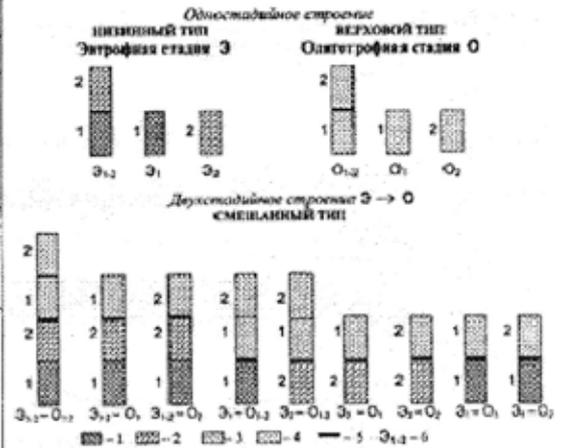


Рис. 1. Обобщенная модель стадий и этапов развития современного болото- и торфообразовательного процесса на основе компонентного состава торфяных отложений и генетическая классификация торфяных залежей болот по степени трофности среды торфонакопления. Этапы эвтрофной стадии развития и состав отложений.

1 – первый  $Э_1$  ( $Э = 100\%$ ), 2 – второй  $Э_2$  ( $Э > O$ ); этапы олиготрофной стадии развития и состав отложений: 3 – первый  $O_1$  ( $Э < O$ ), 4 – второй  $O_2$  ( $O = 100\%$ ); 5 – горизонтальный контакт перехода торфяной залежи из эвтрофной стадии развития в олиготрофную; 6 – индекс строения залежи.

Каждый вид строения залежи характеризуется формулой, отражающей особенности стратиграфии и закономерности состава и природных свойств торфяных отложений:

– пример двухстадийного строения залежи:

$$O^{36} CM_0^{44} R_0^{20} (Э_1-O_{1,2}; C_3-C_0 / Э^{75} CM_3^{11} R_3^{14}) Э-O; (T-M); pH; A^d; R; W,$$

где:  $Э_1-O_{1,2}$  – индекс строения торфяной залежи;  $C_3$  и  $C_0$  – степень торфонакопления по стадиям развития торфяной залежи;  $C_3 = h_3/h_3 + h_0$ ;

$C_0 = h_0/h_3 + h_0 - h_3$  и  $h_0$  – мощность залежи, соответственно, в эвтрофной и олиготрофной стадии развития);

$O^{36} CM_0^{44} R_0^{20}$  – относительная встречаемость групп торфяных отложений в олиготрофной стадии развития торфяной залежи (%);  $Э^{75} CM_3^{11} R_3^{14}$  – относительная встречаемость групп торфяных отложений в эвтрофной стадии развития торфяной залежи (%);  $Э-O$  – тип контакта; (Т-М) – преобладающая группа растительных остатков в контактной области (нижняя часть контакта – травяная, верхняя часть контакта – моховая).

Средние значения показателей торфяных отложений в залежном слое: pH – кислотность;  $A^d$  – зольность, %; R – степень разложения, %; W – относительная влажность, %;

– пример одностадийного строения залежи:

$$Э_{1,2} (Э^{68} CM_3^{15} R_3^{17} / Э_D^{15} Э_T^{65} Э_M^{20}) (T); pH; A^d; R; W \text{ (двухэтапный) и}$$

$$Э_1; Э_D^{15} Э_T^{35} Э_M^{50}; (M) pH; A^d; R; W \text{ (одноэтапный)}$$

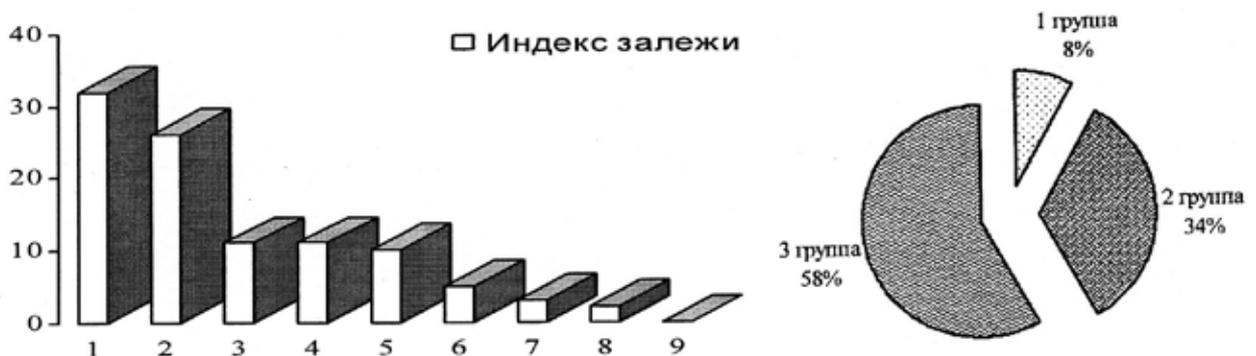


Рис. 2. Относительная встречаемость (%) разновидностей двухстадийного строения торфяных залежей болот и относительная встречаемость групп горизонтального контакта перехода торфяных залежей болот из эвтрофной стадии развития в олиготрофную.

Индексы строения залежи:

1 –  $Э_2-O_{1,2}$ , 2 –  $Э_{1,2}-O_{1,2}$ , 3 –  $Э_{1,2}-O_2$ , 4 –  $Э_2-O_1$ , 5 –  $Э_2-O_2$ , 6 –  $Э_1-O_{1,2}$ , 7 –  $Э_{1,2}-O_1$ , 8 –  $Э_1-O_2$ , 9 –  $Э_1-O_1$ .

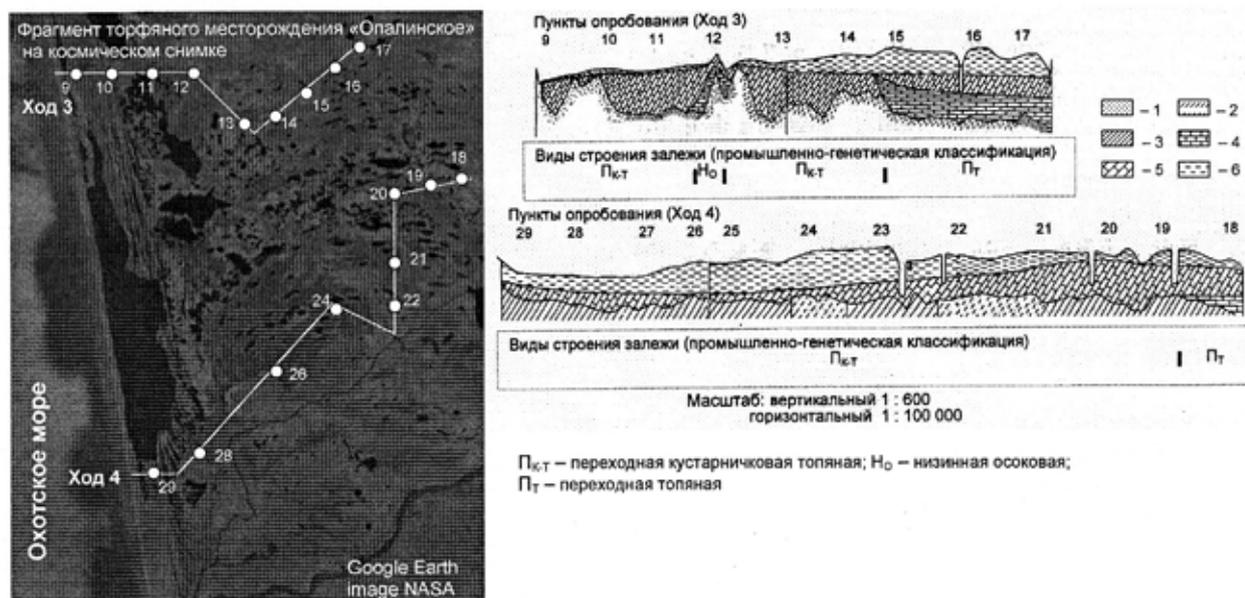


Рис. 3. Пример результатов комплексного исследования торфяного болота «Опалинское» Усть-Большеречского района Камчатской области.

Подстилающие минеральные отложения: 1 – песок, 2 – супесь, 3 – суглинок; стадии и этапы образования и развития залежного слоя: 4 – эвтрофная первый, 5 – эвтрофная второй, 6 – олиготрофная первый.

**Результаты исследований.** В процессе исследований болот таёжной зоны РФ была оценена относительная встречаемость разновидностей двухстадийного (смешанного) строения торфяной залежи болот и относительная встречаемость групп горизонтального контакта перехода торфяных месторождений из эвтрофной стадии развития в олиготрофную (рис. 2). Когда отложения нижней части контакта в залежи сложены гумифицированным эвтрофным торфом ( $R_3$ ), то контакты относятся к первой группе ( $R_3-R_0$ ;  $R_3-CM_0$ ;  $R_3-O$ ). В том случае, если отложения нижней части контакта в залежи сложены смешанным эвтрофным торфом ( $CM_3$ ), то контакты относятся ко второй группе ( $CM_3-R_0$ ;  $CM_3-CM_0$ ;  $CM_3-O$ ). Эвтрофный же торф (Э) в нижней части контакта объединяет контакты в третью группу ( $Э-R_0$ ;  $Э-CM_0$ ;  $Э-O$ ) [6]. В качестве примера на рис. 3 приведены результаты геологических исследований одного из торфяных болот Камчатки.

**Выводы.** Проведенными исследованиями установлено, что на основе степени трофности среды торфонакопления независимо от расстояния между пунктами опробования определенному виду промышленно-генетической классификации болот отвечает вполне конкретный характер болотообразования и торфонакопления. Каждому этапу и стадии развития соответствуют вполне конкретные генетически унаследованные геологические условия естественного залегания болот.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Тюремнов С.Н. Торфяные месторождения. – М.: Недра, 1976. – 488 с.
2. World Peat Resources / V.D. Markov, A.S. Olenin, L.A. Ospennikova & al. – Moscow: Nedra, 1988. – 383 p.
3. Р.Г. Матухин, И.П. Васильев и др. Классификация торфов и торфяных залежей Западной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 2000. – 90 с.
4. Макаренко Г.Л. Развитие концепции геологического изучения торфяных месторождений на основе степени трофности среды торфонакопления // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). – М.: МГУ, 2008. – № 8. – С. 254-262.
5. Макаренко Г.Л. О геологической природе образования торфяных месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. – М.: РГГУ, 2009. – № 2. – С. 29-33.
6. Макаренко Г.Л. Геологическая природа болот. – Тверь: ТГТУ, 2009. – 160 с.
7. Королев В.А. Связанная вода в горных породах: Новые факты и проблемы // Соросовский образовательный журнал. – 1996. – № 9. – С. 79-85.

**НЕКОТОРЫЕ АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ СТРУКТУРНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ  
РЕЛЬЕФА РАВНИННЫХ ОБЛАСТЕЙ**

**Макаров В.И.<sup>1</sup>, Макарова Н.В.<sup>2</sup>, Суханова Т.В.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Институт геоэкологии РАН, Москва, makarov@geoenv.ru*

<sup>2</sup> *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический ф-т, Москва, vladim-makarov@yandex.ru*

**SOME BURNING ISSUES OF A STRUCTURAL INTERPRETATION  
OF THE PLAIN AREAS RELIEF**

**Makarov V.I.<sup>1</sup>, Makarova N.V.<sup>2</sup>, Sukhanova T.V.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Institute of Environmental Geosciences RAS, Moscow*

<sup>2</sup> *Moscow State University, Geological Faculty, Moscow*

Известно, что рельеф и платформенных (равнинных) и горных областей Земли формировался в процессе закономерно изменяющихся планетарных эрозионно-аккумулятивных циклов, в основе которых лежат климатические изменения и неравномерные тектонические деформации. Иначе говоря, современный рельеф земной поверхности является результатом (*и индикатором*) новейших тектонических движений и деформаций литосферы, закономерно преобразованных комплексом экзогенных процессов. Главными при этом являются эрозионно-денудационные и аккумулятивные процессы, которые генетически и во времени неразрывно связаны, а в пространстве распределены в соответствии с климатической зональностью и неотектонической структурой. Они имеют циклический и стадийный характер, отражением которого являются отчетливо выраженная ступенчатость склонов и соответствующая последовательность осадконакопления. Всё это рассмотрено на примере Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и сопряжённых с нею областей.

Здесь развиты разновозрастные ступени, представляющие собой поверхности выравнивания, среди которых различают реликты мезозойского пенепплена (Фенноскандинавский и Украинские щиты, Донецкий кряж), палеоген-неогеновых педиппленов и педиментов (например, Приволжское и Предуральские поднятия и др.), четвертичных речных и морских террас. Общий современный размах поверхности суши в пределах рассматриваемой платформы достигает 480 м (от 460 м на Тиманском кряже до 27 м в Прикаспийской впадине). Эта дифференциация несомненно отражает тектонические движения в масштабе всей платформы или её крупных частей. Их амплитуда и пространственный охват, как свидетельствуют геологические данные, были весьма изменчивыми на протяжении коротких промежутков времени (это, например, череда гляциоизостатических поднятий и опусканий Фенноскандинавского щита, произошедших в четвертичном периоде). Связь с тектоникой менее крупномасштабной высотной дифференциации рельефа, особенно, локальной, с которой мы имеем дело на уровне малых территорий или на уровне прикладном, основывается, как правило, на общих положениях и косвенных, как правило, геоморфологических данных. И в этом отношении вклад тектонических движений в формирование рельефа в пределах платформ оценивается весьма по-разному: от полного их отрицания до придания им почти исключительной роли (наиболее показательно устойчивое и широко распространённое заблуждение о связи разнорядковых речных долин и других эрозионных форм с разломами).

Особенностью рельефа платформ является широкое развитие в их пределах покровных отложений, маскирующих ступени. В северной половине ВЕП это ледниковые и водноледниковые отложения, в южной – лессово-почвенные комплексы. И те и другие нередко достигают большой мощности, создают достаточно обширные возвышенности, тектоническая природа которых часто декларируется, но является весьма спорной. В своё время проф. С.С. Шульц, один из основателей новейшей тектоники, обращал на эту особенность платформенного рельефа особенную роль. Экзогенные процессы и создаваемые ими формы рельефа и отложения могут существенно превышать тектоническую составляющую и представлять искажённое представление о неотектонической структуре.

Рельеф, местами практически лишенный покрова четвертичных отложений или мощность которого минимальна, развит на поднятиях щитов (Фенноскандинавский, Украинский), антеклиз (Воронежская), некоторых крупных поднятий (Токмовский, Татарский своды), в том числе валах (Жигулевский и др.), кряжах (Донецкий, Тиманский). Здесь ступенчатость рельефа отчетлива. Она формируется с начала новейшего этапа – с конца олигоцена–миоцена, причём местами сохраняются останцы исходного пенепплена. На склонах менее крупных поднятий и в областях относительного и абсолютного прогибания развиты более молодые ступени рельефа – плиоценовые и четвертичные. При этом, там, где мощность четвертичного покрова сравнительно небольшая и она меньше глубин врезов, отделяющих ступени друг от друга, последние выражены в рельефе и под покровом, хотя и в сглаженном виде (Керенско-Чембарские поднятия, южные склоны Донбасса). В местах длительного прогибания, сменившегося в четвертичное время частным или общим поднятием, где мощность покровных отложений значительная – более 50 м, древние ступени часто полностью скрыты. Например, на юге рассматриваемой территории, в области Сальско-Маньчских возвышенностей мощность только эоплейстоце-

новых скифских глин превышает 30 м, и они перекрыты четвертичными лёссами с горизонтами погребенных почв. На поверхности здесь развиты лишь молодые (позднеплейстоценовые и голоценовые) террасы и ступени, выработанные в отложениях покрова и пространственное положение которых далеко не всегда отвечает неотектонической структуре [1]. В лучшем случае, они могут свидетельствовать о геодинамических условиях самых молодых времён развития этой структуры, которые не проявлены ещё в сколько-нибудь заметных деформациях.

Разновозрастные ступени рельефа широко и эффективно используются при анализе неотектонических движений, создаваемых ими структур и истории их формирования. Приведённый пример, как и множество других, показывает, что высота рельефа не всегда свидетельствуют об амплитудах поднятий. Иногда она обусловлена значительной мощностью покровных отложений, т. е. аккумулятивными процессами. Это относится, в частности, к возвышенностям, образовавшимся на пути продвижения ледника или во время его деградации, при временной (стадиальной) остановке в процессе отступления. Таких возвышенностей много, например, в пределах Клинско-Дмитровской гряды, и только региональный анализ территории позволяет отнести её к крупному тектоническому поднятию в пределах ВЕП [2, 3, 4].

Сравнительный анализ погребенного дочетвертичного и современного рельефа во многих случаях свидетельствует о значительной перестройке первого в связи с развитием ледниковых покровов в четвертичное время. Возможно, это было вызвано и иной геодинамической обстановкой. В том числе можно предполагать «включение» и большую роль гляциоизостатических процессов в северной половине ВЕП и непосредственно связанных с ними движений коры и колебаний уровня морских водоёмов на юге. Это создает значительные трудности в выделении форм (а далее их геодинамической интерпретации) на основе анализа закономерностей эрозионного расчленения рельефа. Насколько велики были изменения структурного плана, характера и интенсивности тектонических движений, произошедшие на рубеже плиоцена и четвертичного времени по сравнению с предшествующими этапами новейшей тектоники? И насколько тектоника причастна к этим изменениям рисунка эрозионной сети? Если причастна, то, на каком возрастном и территориальном уровнях это могло проявиться? Какова роль в этих изменениях процессов изостатической природы? Где граница между сферами влияния этих процессов?

Лишь на некоторые из этих вопросов можно ответить сейчас достаточно определённо. Значительный общий тектонический подъем территории ВЕП произошел в плиоцене и в раннем плейстоцене. Об этом свидетельствуют глубокие врезы древних доледниковых речных долин, выполненные раннеплейстоценовыми аллювиальными отложениями, а в районах, подвергавшихся покровным оледенениям, моренами и водноледниковыми отложениями. Тальвеги этих врезов в центральной части ВЕП местами документированы на отметках –80 м (р. Сара, впадающая в оз. Неро), а в западных районах они находятся ещё ниже. Это превышает глубину более ранних поэтапных врезов, образовавшихся в миоцене и плиоцене, а затем в средне- и позднеплейстоценовое время. Развитие ледниковых покровов вызвало перестройку гидросети, смещение и новообразование водоразделов. Многие современные реки лишь на отдельных участках наследуют древние долины, большая часть которых отмерла и перекрыта более молодыми осадками или сохранилась в рельефе в виде понижений, практически лишенных водотоков.

– К этим вопросам, которые возникают при структурной интерпретации рельефа платформ, добавим ряд других, которые ранее с той или иной детальностью обсуждались в указанных ниже и других публикациях авторов этого доклада [1-12]. Не повторяя аргументацию, напомним основные аспекты, которые, по нашему мнению, должны приниматься во внимание при структурно-геодинамическом анализе платформенных территорий, их новейшей тектоники.

– Необходимость единого формационного подхода к временному (стратиграфическому) и структурному анализу пёстрого покрова позднекайнозойских отложений и форм рельефа.

– Изменчивость геодинамических условий и структурных планов на протяжении новейшего тектонического этапа. Четвертичные геодинамические условия и деформации не всегда повторяют суммарные неотектонические. Характеристики современных движений и структурных планов также не всегда повторяют суммарные четвертичные и новейшие.

– Напряжённое состояние геологической среды и распределение в ней главных напряжений, фиксируемые путём прямых измерений, относятся к моменту измерений и предположительно к наиболее поздним этапам развития этой среды.

– Напряжённое состояние и дислокации, устанавливаемые по трещиноватости горных пород, относятся к новейшему, четвертичному или современному этапу лишь в случае достаточно уверенного определения новейшего (четвертичного или современного) времени образования или обновления трещин.

– Разрывная природа линеаментов, выявляемых по топографическим картам и изображениям, полученным с космических и аэроаппаратов как правило, нуждается в аргументации и чётких определениях. Это касается их возраста, морфологии, кинематики, глубины заложения, отношения к структурам фундамента, к планетарной (общей) трещиноватости.

– Аналогичным образом нуждается в обосновании связь речных долин с разломами. Отдельного внимания при этом имеет асимметрия речных долин и их миграция в соответствии с физическим законом Бэра-Бабинне.

– Разломы и возможности их образования на платформах.



- Разломы фундамента и их проявление в структурах чехла и на поверхности.
- Вещественно-структурная и геодинамическая расслоенность литосферы платформ.
- Геодинамический контроль в структурно-геоморфологических построениях. Геодинамические системы и взаимодействие платформ друг с другом и со смежными тектонически активными областями.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Макаров В.И., Макарова Н.В., Несмеянов С.А., Макеев В.М., Дорожко А.Л., Зайцев А.В., Зеленцов Г.В., Л.И.Серебрякова, Суханова Т.В. Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. – М.: Наука, 2006. – 206 с.
2. Макаров В.И. О региональных особенностях новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. – Саратов: 1996. – Спец. вып. 13. – С. 53-60.
3. Макаров В.И., Бабак В.И., Гаврюшова Е.А., Федонкина И.Н. Новейшая тектоническая структура и рельеф Москвы // Геоэкология. – 1998. – № 4. – С. 3-20.
4. Юдахин Ф.Н., Шукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 300 с.
5. Макаров В.И. Активные разломы платформ: представления, реальность, проблемы // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Мат-лы XII Международной конференции. – Воронеж: Воронежский гос. ун-т, 2006. – Т. 1. – С. 306-311.
6. Макаров В.И., Дорожко А.Л., Макарова Н.В., Макеев В.М. Геодинамически активные зоны платформ // Геоэкология. – 2007. – № 2. – С. 99-110.
7. Макаров В.И., Суханова Т.В. Пачелмский авлакоген (Русская плита) на новейшем этапе тектонической эволюции // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Мат-лы Международ. конф. Т. 1. – Казань: Изд-во Казанского гос. ун-та, 2007. – С. 64-68.
8. Макаров В.И. Четвертичная тектоника и геодинамика платформенных территорий: актуальные проблемы изучения // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. – 2008. – № 68. – С. 10–25.
9. Макарова Н.В., Макаров В.И., Суханова Т.В. О соотношении эрозионных и тектонических процессов в платформенных и горных условиях // Вестник Моск. ун-та. Сер. Геология. – 2008. – № 5. – С. 4-11.
10. Макарова Н.В., Макаров В.И. Сравнительная характеристика развития древних структур Восточно-Европейской платформы на новейшем этапе (на примере Пачелмского и Днепровско-Донецкого авлакогенов) // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Мат-лы 14-й Междунар. конф. Часть 2. – Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2008. – С. 37-39.
11. Макаров В.И. Проблема глубинной геодинамики и гляциоизостазии в оценке современной тектонической активности и сейсмичности зоны сопряжения Фенноскандинавского щита и Русской плиты // Сейсмогеотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения. – М.: Книга и бизнес, 2009. – С. 166-173.
12. Макаров В.И. Новейшие геодинамически активные зоны платформенных территорий: концептуальные основы и методические принципы выделения и изучения // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы. Мат-лы XVI международ. конф. – Воронеж: ВГУ, 2010. – С. 28-33.

#### ПЕРВЫЙ ОПЫТ $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ДАТИРОВАНИЯ ПОГРЕБЕННЫХ ДРЕВЕСНЫХ ОСТАТКОВ

Максимов Ф.Е.<sup>1</sup>, Кузнецов В.Ю.<sup>1</sup>, Лаухин С.А.<sup>2</sup>, Жеребцов И.Е.<sup>1</sup>, Левченко С.Б.<sup>1</sup>, Баранова Н.Г.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, maksimov-fedor@yandex.ru

<sup>2</sup> Российский государственный геологоразведочный университет, Москва

#### THE FIRST EXPERIENCE OF THE $^{230}\text{Th}/\text{U}$ DATING OF BURIED WOOD REMAINS

Maksimov F.E.<sup>1</sup>, Kuznetsov V.Yu.<sup>1</sup>, Laukhin S.A.<sup>2</sup>, Zherebtsov I.E.<sup>1</sup>, Levchenko S.B.<sup>1</sup>, Baranova N.G.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> The St.Petersburg State University, St.Petersburg

<sup>2</sup> The Russian State University of Geological Prospecting, Moscow

В последнее десятилетие в практику геологических и палеогеографических исследований четвертичных отложений России активно внедряется  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирование погребенных органических отложений [1-3 др.]. Обусловлено это тем, что возможности  $^{14}\text{C}$  метода в области датирования органических отложений ограничиваются достаточно узким временным интервалом, включающим голоцен и поздний неоплейстоцен до 40-50 тыс. л. н.  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  метод имеет существенно более широкую временную область датирования, охватывающую примерно последние 250-300 тыс. лет. С конца XX – начала XXI в. в Санкт-Петербургском университете проводится изучение теоретических и практических аспектов  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  изохронного датирования межледнико-

вых (межстадиальных) торфов и гиттий [1, 2]. На основе новой версии изохронного приближения  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  метода [2] получена серия  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датировок средне- и позднеплейстоценовых органогенных отложений Сибири и Европы [2, 3 и др.].

Успехи применения  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  метода для определения возраста погребенных торфяников позволили предположить, что в качестве датировочного материала могут быть использованы другие типы органогенных формаций, например, погребенные древесные остатки. Еще в середине 80-х годов прошлого века в Канаде были сделаны первые попытки  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датирования древесных остатков [4]. Для ряда образцов были достигнуты вполне приемлемые с позиции стратиграфии датировки, однако вопрос о перспективах применения  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  метода для датирования погребенной древесины до сих пор оставался открытым, несмотря на его актуальность.

Для изучения перспектив практического применения  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датирования погребенной древесины в качестве объекта исследования нами был выбран пневый горизонт из известного разреза у с. Липовка на р. Тобол, для которого был получен ряд конечных радиоуглеродных датировок [5]. Обнажение у с. Липовка ( $57^{\circ}55'$  с.ш.) вскрывает разрез 25-метровой террасы р. Тобол, который изучался многими исследователями и наиболее детально был опубликован Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградским [6]. Нами обнажение изучалось в 2008 г. [5]. Разрез имеет трёхчленное строение. Внизу залегают слоистые алевриты старичных фаций общей мощностью – 9–9,5 м. Средняя пачка (5–6 м) состоит из 6–7 погребенных почв, разделенных слоистыми алевритами и суглинками пойменных фаций. Верхняя пачка (10–15 м) сложена слоистыми песками, алевритами и суглинками. Для нас важна только средняя, «переходная» пачка, которая формировалась в позднекаргинское время на протяжении около двух тыс. лет; погребенные почвы в ней снизу вверх обозначены как a, b, c, d, e, f, g [6]. Наиболее полно развита почва «с», верхняя часть которой представлена лесной подстилкой из мхов, хвои, веток, шишек ели. К этой почве приурочены пни лиственниц, залегающие в прижизненном положении (пневый горизонт). По палинологическим данным [5, 6 и др.] во время формирования почвы «с» (пневого горизонта) смещение растительных зон к югу составляло примерно 800 км, что свидетельствовало о климате существенно более холодном, относительно современного.

Определение  $^{14}\text{C}$  возраста пневого горизонта проводилось дважды. В 70–80-е годы прошлого века были получены несколько датировок в возрастном интервале 30–31,5 тыс. лет [7, 8]. В 2008 г. четыре новые датировки охватывали интервал от  $31,76 \pm 0,23$  тыс. лет (ЛУ-6028) до  $32,77 \pm 0,24$  тыс. лет (ЛУ-6027), причем три из них были более 32,5 тыс. лет [5]. Образование пневого горизонта (гибель леса), вероятно, следует отождествлять с наиболее древними датировками, т. е. с радиоуглеродным возрастом около 33 тыс. лет, то есть с калиброванным возрастом около 38 тыс. лет (version CaLPal – 2007<sup>online</sup>, <http://www.calpal-online.de>).

Принципиальная возможность использования  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  метода для определения количественного возраста различных природных материалов (морских и континентальных карбонатов, торфов, гидротермальных сульфидов и др.) вызвана аккумуляцией U этими объектами во время их формирования. Известно, что древесина может извлекать U из грунтовых вод, причем предполагается, что это реакция является необратимой [9]. Идеальная модель  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  метода датирования природного объекта базируется на двух основных теоретических предпосылках [2]: 1) в момент своего формирования природный материал включает только уран, из которого со временем в результате радиоактивного распада накапливается дочерний изотоп  $^{230}\text{Th}$ ; 2) в постседиментационное время (или время, прошедшее с момента захоронения) датированный объект является закрытой радиометрической системой относительно изотопов урана и тория (т.е. эти изотопы в объект не поступают и не удаляются из него). При выполнении этих предпосылок современное отношение активностей  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  в датированном объекте является мерой искомого возраста.

С целью экспериментальной проверки выполнимости (или не выполнимости) этих теоретических положений  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  метода были проведены количественные определения изотопов U и Th в современной и погребенной древесине. Для аналитических работ мы отобрали хорошо сохранившуюся часть ствола погребенной лиственницы, находившуюся в прижизненном состоянии в пневом горизонте разреза у с. Липовка с  $^{14}\text{C}$  возрастом  $32,64 \pm 0,38$  тыс. лет (ЛУ-6026) [5]. В качестве образцов современной древесины были использованы части стволов двух сосен из разных районов Ленинградской области. Образцы древесины были механически разделены на фракции в соответствии с особенностями ее строения.

Лиственница и сосна относятся к ядровым породам, древесина которых состоит из ядра (внутренняя часть древесины) и заболони (внешняя часть древесины). В начальный этап роста древесина ядровых пород состоит только из заболони. В растущем дереве заболонь осуществляет функцию проведения грунтовых вод с минеральными веществами по сосудам, расположенным вдоль волокон от корней к листьям. С течением времени (от нескольких до десятков лет) из заболонной древесины, состоящей из более ранних годичных слоев, образуется ядро. Поскольку этот процесс происходит за счет отмирания живых клеток и закупорки водопродводящих сосудов, ядровая древесина (внутренняя часть ствола) обладает пониженным водопоглощением и водопроницаемостью, по сравнению с заболонью. Таким образом, проводящие в вертикальном направлении

воду сосуды постепенно смещаются от центральной области ствола в периферическую, ближе к коре. Кроме того, во время роста дерева водные растворы передвигаются не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении по так называемым сердцевидным лучам. Таким образом, поступающие из почвы в древесину растворы перемещаются и в вертикальном, и в горизонтальном направлениях. Следовательно, необходимо было получить данные о вертикальном и горизонтальном распределениях изотопов U и Th в древесине, что позволило бы протестировать выполнимость или невыполнимость предпосылок  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  метода для внешних (заболонь) и внутренних (ядро) слоев древесины.

Фрагменты стволов современной и погребенной древесины посредством поперечных (торцовых) разрезов были поделены на три части, которые в свою очередь разделялись на разные фракции путем отщепления древесины вдоль волокон по окружности торцевого среза (рис. 1). Радиометрическое определение удельных активностей изотопов U и Th в кислотных вытяжках из озоленных образцов (фракций) древесины проводилось в соответствии с методикой [2].

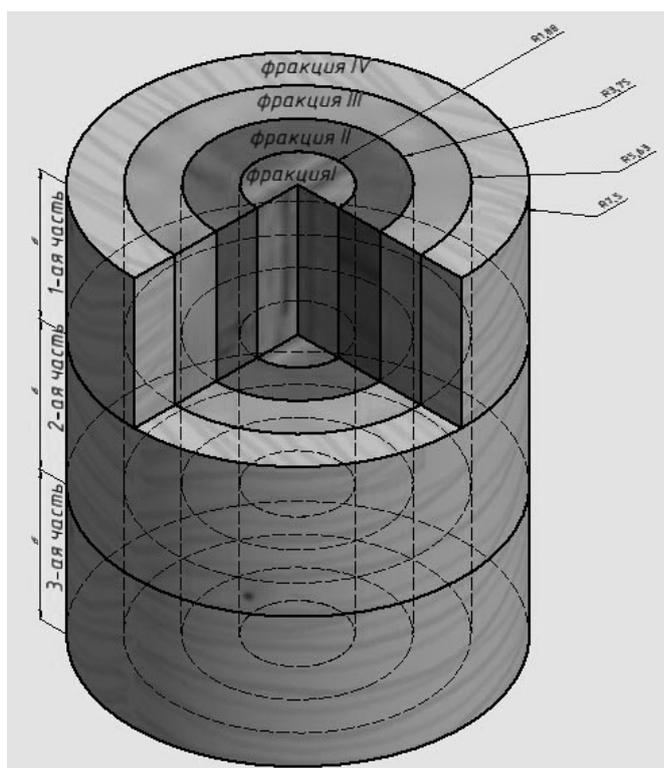


Рис. 1. Схема механического разделения погребенной древесины (без коры) по фракциям (обозначены разными оттенками).

Значения удельных активностей изотопов U в комлевой части (3-я часть на рис. 1) ствола оказалось в 2-10 раз больше, чем в остальных частях. Можно предположить, что подвижный U в составе грунтовых вод двигался в вертикальном направлении от корней вдоль ствола, при этом основное его количество поглощалось в комлевой части.

Для внутренних фракций из ядра погребенной лиственницы получены две хорошо согласующиеся  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датировки  $39,1 \pm 5,7$  и  $40,3 \pm 3,9$  тыс. лет, которые в пределах своих погрешностей достаточно близки доверительному интервалу калиброванного  $^{14}\text{C}$ -возраста этого же ствола лиственницы  $36,40\text{--}37,93$  тыс. лет (обр. ЛУ-6026). Остальные пять  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датировок промежуточных и внешних фракций древесины были существенно моложе и варьировали от 12 до 27 тыс. лет.

Таким образом, экспериментальные данные свидетельствуют о том, что основные положения  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  метода датирования, по всей видимости, выполнены для внутренней части ствола (ядра), тогда как промежуточные и внешние слои древесины не являются закрытыми радиометрическими системами относительно изотопов U и Th. По всей видимости, доминировало постседиментационное поступление изотопов U, что и вызывало существенное уменьшение возраста внешних и промежуточных слоев.

В современной древесине были обнаружены небольшие количества урана, тогда как содержание изотопов тория было ниже пределов обнаружения. Все это позволяет в первом приближении говорить о принципиальной выполнимости первого положения метода.

Содержание U в погребенной древесине оказалось значительно больше, чем в современных соснах, примерно в 7,7-100 и более раз. Вероятно, количество растворенного U в грунтовых водах у с. Липовка могло быть значительно больше, чем в современных водах районов Ленинградской области. Кроме того, известно, что аккумуляция водорастворимых форм U продолжается и после отмирания растительности, в том числе и деревьев, причем концентрация U в разрушенных древесных остатках может быть больше на два - три порядка выше, чем в живых растениях [9].

Зависимости, обнаруженные в горизонтальных профилях вдоль поперечного или иначе торцевого среза древесного ствола, показали рост концентрации U от сердцевины к внешним слоям древесины, тогда как возраст уменьшался (рис. 2). Это означает, что в постседиментационное время горизонтальный привнос гидрогенного U мог происходить по направлению к сердцевине ствола. Однако практически весь U задерживался во внешних и промежуточных слоях, вызывая их омоложение, и не проникал в ядро древесины.

Зависимости, обнаруженные в горизонтальных профилях вдоль поперечного или иначе торцевого среза древесного ствола, показали рост концентрации U от сердцевины к внешним слоям древесины, тогда как возраст уменьшался (рис. 2). Это означает, что в постседиментационное время горизонтальный привнос гидрогенного U мог происходить по направлению к сердцевине ствола. Однако практически весь U задерживался во внешних и промежуточных слоях, вызывая их омоложение, и не проникал в ядро древесины.

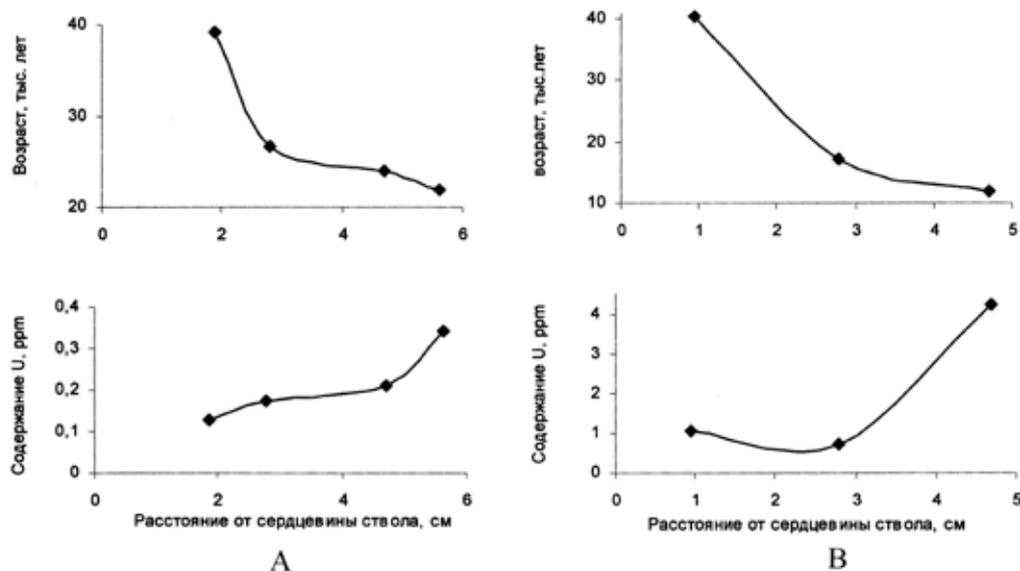


Рис. 2. Зависимости содержания U и  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  возраста фракций в горизонтальном профиле вдоль поперечного среза ствола погребенной липовницы из разреза у с. Липовка.

А – объединенные аналитические данные 1-ой и 2-ой частей ствола; В – аналитические данные 3-ей части ствола.

Первый в отечественной практике удачный опыт  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датирования погребенных древесных остатков подразумевает проведения дальнейших исследований с целью выявления перспектив и ограничений практического применения этого метода в геохронологии и палеогеографии четвертичного периода.

Работа выполнена при частичной поддержке Гранта Правительства РФ № 11.G34.31.0025 и при частичной поддержке РФФИ, грант № 11-05-01173.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов В.Ю., Максимов Ф.Е. Новый подход к геохронологии межледниковых отложений Русской равнины на основе уран-ториевого метода датирования погребенного торфа // ДАН. – 2003. – Т. 392. – № 6 – С. 802-806.
2. Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Новая версия  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датирования верхне- и среднелепистоценовых погребенных органогенных отложений // Вестник СПбГУ. – 2010. – Сер. 7. – Вып. 4. – С. 94-107.
3. Максимов Ф.Е., Лаухин С.А., Арсланов Х.А., Кузнецов В.Ю., Шилова Г.Н., Чернов С.Б., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б. Первая уран-ториевая датировка среднелепистоценового торфяника в Западной Сибири // ДАН. – 2010. – Т. 433. № 1. – С. 106-110.
4. de Vernal A., Causse C., Hillaire-Marcel C., Mott R. J., Occhietti S. Palynostratigraphy and Th/U ages of upper Pleistocene interglacial and interstadial deposits on Cape Breton Island, eastern Canada // Geology. – 1986. – V. 14. – P. 554-557.
5. Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е., Савельева Л.А., Чернов С.Б., Тертычная Т.В., Жеребцов И.Е. Радиоуглеродная хронология и ландшафты липовского-новоселовского межстадиала Западной Сибири (по данным изучения разреза у с. Липовка) // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск: Изд-во Сибирского отделения РАН, 2009. – С. 44-46.
6. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Средний и нижний плейстоцен низовий Иртыша. – Л.: Недра, 1974. – 159 с.
7. Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. – М.: Наука, – 1974. – 255 с.
8. Кривоногов С.К. Стратиграфия и палеогеография Нижнего Прииртышья в эпоху последнего оледенения (по карпологическим данным). – Новосибирск: Наука, 1988. – 232 с.
9. Манская С.М., Кодина Л.А. Геохимия лигнина. – М.: Наука, 1975. – 230 с.

**ВАРИАЦИИ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ  
В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БЕРИНГОВА МОРЯ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
ТИХОГО ОКЕАНА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 380 ТЫСЯЧ ЛЕТ**

Малахов М.И.<sup>1</sup>, Горбаренко С.А.<sup>2</sup>, Нюрнберг Д.<sup>3</sup>, Тидеман Р.<sup>4</sup>, Малахова Г.Ю.<sup>1</sup>, Риетдорф Я.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, malakhov@neisri.ru

<sup>2</sup> Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток

<sup>3</sup> Институт морских исследований им. Лейбница, Киль, Германия

<sup>4</sup> Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Бремерхафен, Германия

**VARIATIONS OF THE RELATIVE INTENSITY OF GEOMAGNETIC FIELD IN BOTTOM SEDIMENTS  
OF THE BERING SEA AND NORTH-WESTERN PACIFIC DURING THE LAST 380 KYR**

Malakhov M.I.<sup>1</sup>, Gorbarenko S.A.<sup>2</sup>, Nurnberg D.<sup>3</sup>, Tiedemann R.<sup>4</sup>, Malakhova G.Yu.<sup>1</sup>, Riethdorf J.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Northeastern Integrated Scientific-Research Institute FEB RAS, Magadan

<sup>2</sup> V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Valadivostok

<sup>3</sup> Leibniz Institute for Marine Sciences, Kiel, Germany

<sup>4</sup> Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany

Магнитные минералы донных грунтов, как участники геологических и экологических процессов, несут объективную информацию об изменениях в окружающей среде и геомагнитном поле. Важной частью комплекса исследований является изучение поведения вектора геомагнитного поля высокоширотной области Земли с начала позднего плейстоцена до голоцена. В берингоморском регионе данные исследования ранее практически не проводились.

Реконструкция относительной палеонапряженности (RPI) геомагнитного поля в исследуемых колонках проведена путем нормировки характеристической (палеомагнитно-информативной) остаточной намагниченности осадков на идеальную (климатозависимую) остаточную намагниченность. Локальные минимумы на кривых RPI колонки 12KL были соотнесены с соответствующими событиями на кривых NAPIS-75, SAPIS (рис. 1) [1, 3-6]; колонки 40KL, 77KL, 81KL и 85KL достаточно надежно коррелируются с фрагментом кривой PISO-1500 и кривой RPI колонки MD95-2039 (рис. 2) [2, 7]. Возрастное положение минимумов палеонапряженности согласуется с данными климатической хроностратиграфии и тефрохронологии.

Результаты настоящего проекта внесут вклад в построение стека палеонапряженности для позднего плейстоцена и голоцена высокоширотной области Тихого океана. Работа выполнена при поддержке министерств образования и науки России и Германии (проект

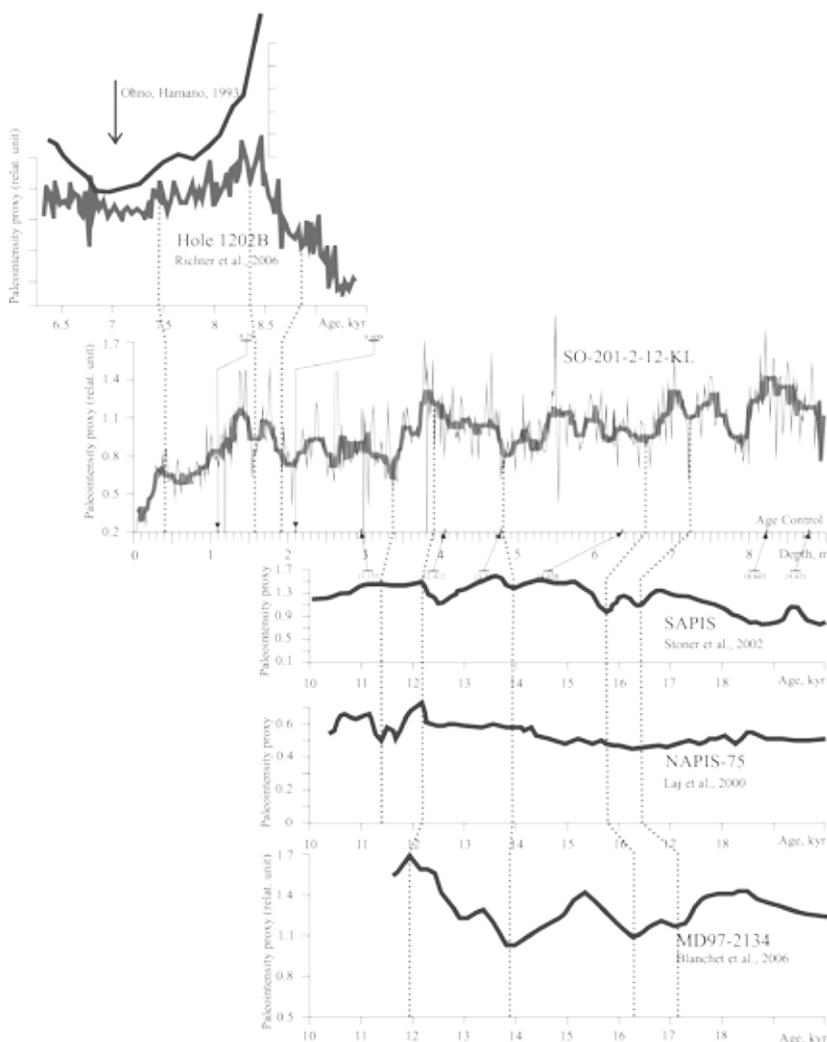


Рис. 1. Корреляция минимумов вариаций относительной палеонапряженности геомагнитного поля колонки SO201-2-12KL с геомагнитными событиями кривых NAPIS-75, SAPIS и кривой RPI скважины 1202B.

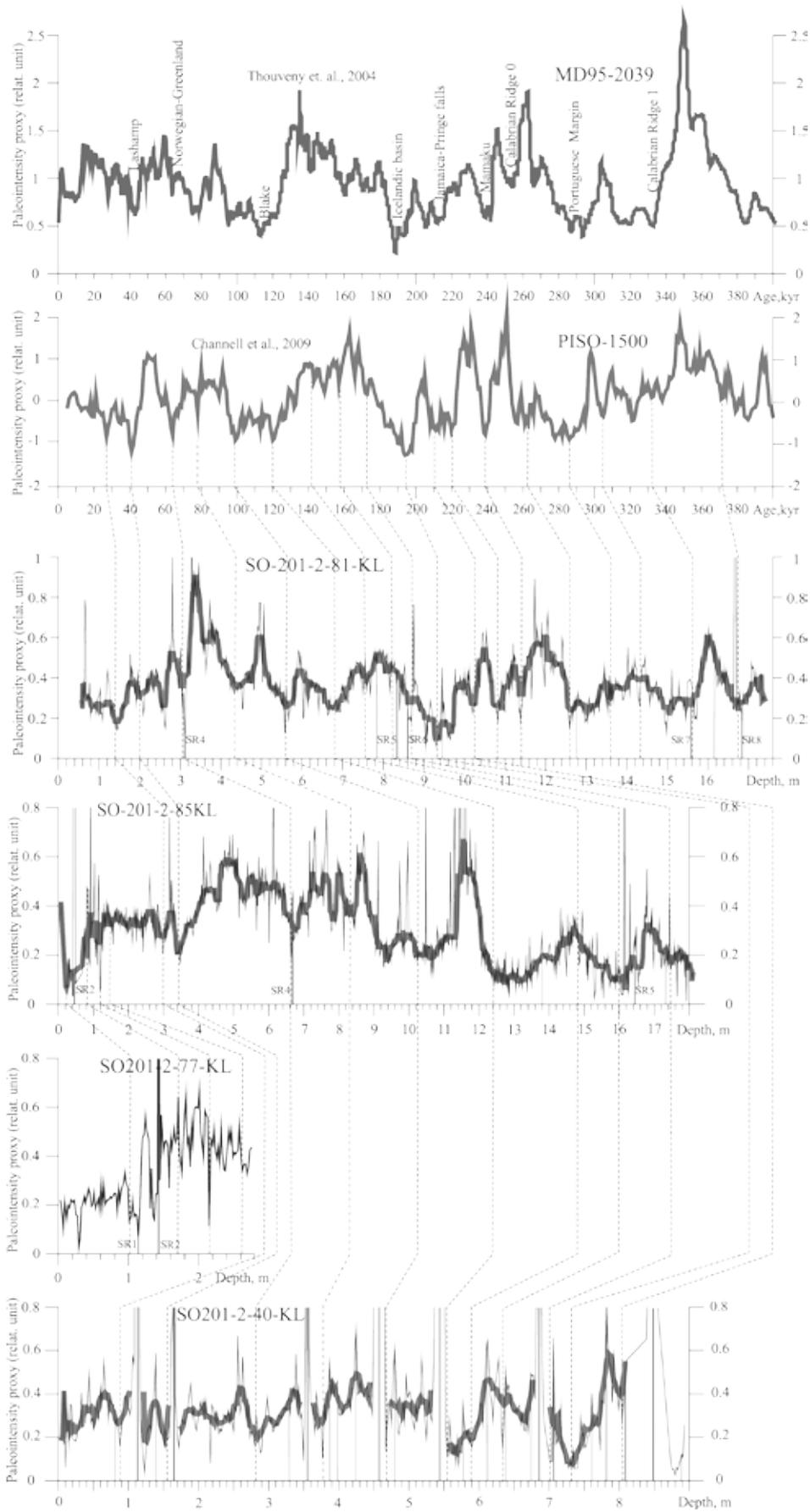


Рис. 2. Корреляция минимумов вариаций относительной палеонапряженности геомагнитного поля колонок SO201-2-85KL, -81KL, -77KL и -40KL с геомагнитными событиями кривой PISO-1500 и кривой RPI колонки MD95-2039.

KALMAR), РФФИ (гранты 10-05-00160а и 11-05-00365а), Президиума ДВО РАН (грант 09-II-CO-07-003) и ОНЗ РАН по Программе фундаментальных исследований №7.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Blanchet C.B., Thouveny N., de Garidel-Thoron T. Evidence for multiple paleomagnetic intensity lows between 30 and 50 ka BP from a western Equatorial Pacific sedimentary sequence // *Quat. Sci. Rev.* – 2006. – V. 25. – P. 1039-1052.
2. Channell J.E.T., Xuan C., Hodell D.A. Stacking paleointensity and oxygen isotope data for the last 1.5 Myr (PISO-1500) // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2009. – V. 283. – P. 14-23.
3. Laj C., Kissel C., Mazaud A., Channell J.E.T., Beer J. North Atlantic paleointensity stack since 75 ka (NA-PIS-75) and the duration of the Lashamp event // *Roy. Soc. London.* – 2000. – Ser. A358. – P. 1009-1025.
4. Ohno M., Hamano Y. Global analysis of the geomagnetic field: time variation of the dipole moment and the geomagnetic pole in the Holocene // *J. Geomagn. Geoelectr.* – 1993. – V. 45. – P. 1455-1466.
5. Richter C., Venuti A., Verosub K.L., Wei K.-Y. Variations of geomagnetic field during the Holocene: Relative paleointensity and inclination record from the West Pacific (ODP Hole 1202B) // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 2006. – V. 156. – P. 179-193.
6. Stoner J.S., Laj C., Channell J.E.T., Kissel C. South Atlantic and North Atlantic geomagnetic paleointensity stacks (0-80 ka) implications for inter-hemispheric correlation // *Quat. Sci. Rev.* – 2002. – V. 21. – P. 1141-1151.
7. Thouveny N., Carcaillet J., Moreno E., Leduc G., Nerini D. Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions since 400 kyr BP: A stacked record from sedimentary sequences of the Portuguese Margin // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2004. – V. 219. – P. 377-396.

### ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩИХ ЗАПИСЕЙ ПЕТРОМАГНИТНЫХ И ЛИТОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕРИНГОВА МОРЯ И ВЫСОКОШИРОТНОЙ ОБЛАСТИ ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИЙ КЛИМАТА И СРЕДЫ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ

Малахов М.И.<sup>1</sup>, Горбаренко С.А.<sup>2</sup>, Нюрнберг Д.<sup>3</sup>, Тидеман Р.<sup>4</sup>, Малахова Г.Ю.<sup>1</sup>, Риетдорф Я.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,  
Магадан, malakhov@neisri.ru

<sup>2</sup> Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток

<sup>3</sup> Институт морских исследований им. Лейбница, Киль, Германия

<sup>4</sup> Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Бремерхафен, Германия

### USING HIGH-RESOLUTION RECORDS PETROMAGNETIC AND LITHOPHYSIC CHARACTERISTICS OF THE SEDIMENTS BERING SEA AND HIGH-LATITUDE WESTERN PACIFIC FOR RECONSTRUCTION OF CLIMATE AND ENVIRONMENT IN THE LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE

Malakhov M.I.<sup>1</sup>, Gorbarenko S.A.<sup>2</sup>, Nurnberg D.<sup>3</sup>, Tiedemann R.<sup>4</sup>, Malakhova G.Yu.<sup>1</sup>, Riethdorf J.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Northeastern Integrated Scientific-Research Institute FEB RAS, Magadan

<sup>2</sup> V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Valadivostok

<sup>3</sup> Leibniz Institute for Marine Sciences, Kiel, Germany

<sup>4</sup> Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany

Высокоразрешающие записи глобальных климатических и геомагнитных изменений в осадочных отложениях используются для уточнения геохронологических шкал, корреляции различных разрезов между собой и являются основой климатостратиграфии и палеоокеанологии. Они позволяют определить наиболее значимые факторы, влияющие на климат, определить глобальный и региональный механизмы работы климатической машины планеты для моделирования и климатического прогноза.

Изучение донных осадков предпринято в рамках российско-германского проекта «KALMAR - Kurile-Kamchatka and Aleutian MARGinal Sea-Island Arc Systems: Geodynamic and Climate Interaction in Space and Time». Одна из основных целей проекта – междисциплинарное изучение комплексной климатообразующей системы северо-западной части Тихого океана в областях, прилегающих к Курило-Камчатской и Алеутской островным дугам. В рамках проекта получены и проанализированы пять высокоразрешающих записей (в масштабе тысяч и сотен лет) литофизических, петромагнитных и палеомагнитных характеристик донных осадков Берингова моря, субарктической области Тихого океана с целью реконструкции быстрых изменений среды, регионального климата и вариаций магнитного поля Земли в плейстоцене и голоцене (12KL, 40KL, 77KL, 81KL, 85KL, рис. 1).

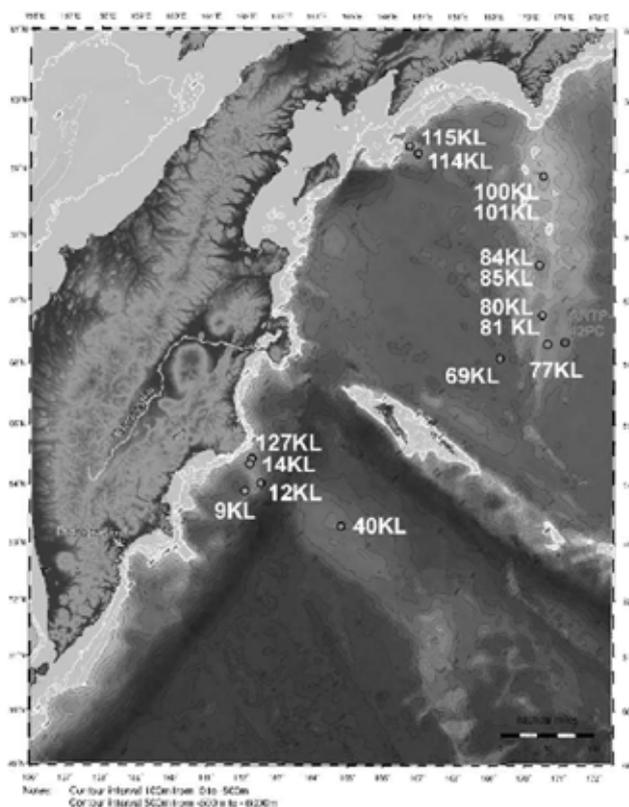


Рис. 1. Местоположение точек отбора колонок.

(Humidity), цветностью осадка (color “b\*” и color “L\*”), концентрацией хлорина (продукт распада хлорофилла). К литофизическим параметрам отнесена также парамагнитная  $J_r$  часть намагниченности насыщения в поле 0.5 Тл. Ее значение определяет в основном глинистая компонента осадка.

Термомангнитный анализ показал, что магнитные минералы представлены в основном магнетит-титаномангнетитовым рядом. Параметры магнитного гистерезиса, вынесенные на диаграмму Дея, характеризуют однодоменное-псевдооднодоменное магнитное состояние частиц [2]. Многодоменные частицы встречены в нижней части керна колонки 85KL (рис. 2).

Многокомпонентный сопряженный анализ изменений в литофизических характеристиках осадков и петромагнитных параметрах выполнен на донных осадках, содержащих крупную магнитную и немагнитную фракцию ледового разнота и мелкую магнитную фракцию, произведенную магнитотактическими бактериями. Это позволит оценить влияние изменений климата и среды в механизме конкуренции обеих магнитных компонент и общую продуктивность океана. Совокупность основных петромагнитных параметров включал в себя [1]: магнитную восприимчивость (K) или индуцированную намагниченность (KB) в геомагнитном поле B; идеальную остаточную намагниченность ( $J_{ri}$ ); изотермическую остаточную намагниченность насыщения ( $J_{rs}$ ); намагниченность насыщения ( $J_r$ ) парамагнитной компоненты в поле 0.5 Тл; намагниченность насыщения ( $J_s$ ) за вычетом парамагнитной компоненты; коэрцитивную силу ( $B_c$ ) намагниченности насыщения за вычетом влияния парамагнитной компоненты; коэрцитивную силу ( $B_{cr}$ ) остаточной намагниченности насыщения; положение максимума ( $B_{da}$ ) коэрцитивного спектра (нормальное намагничивание вдоль оси a диаграммы Прейзаха-Нееля); положение максимума ( $B_{db}$ ) коэрцитивного спектра (нормальное намагничивание вдоль оси b диаграммы Прейзаха-Нееля). Совокупность основных литофизических характеристик определялась влагосодержанием

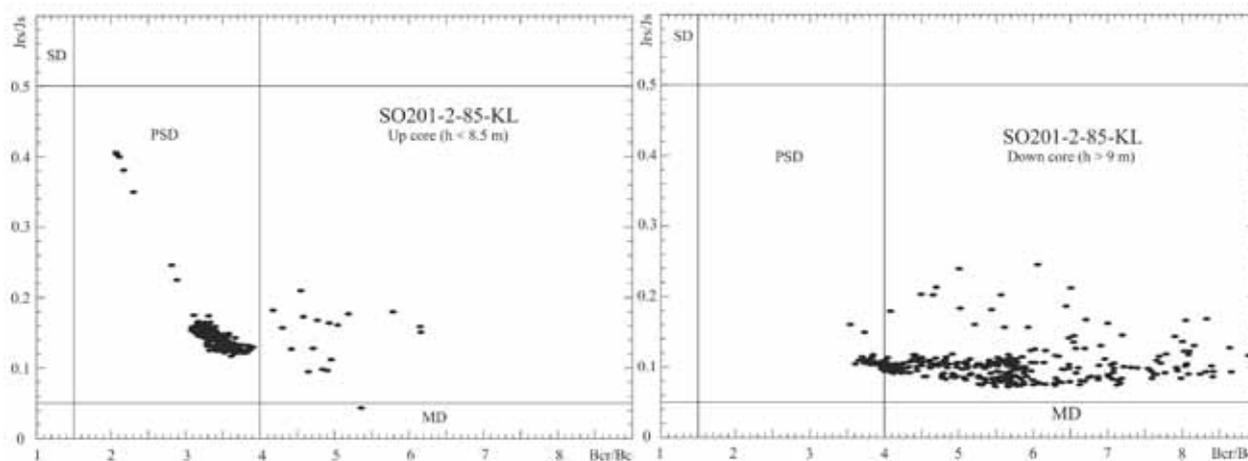


Рис. 2. Диаграммы Дея магнитного состояния частиц для верхней и нижней частей керна колонки SO201-2-85KL.

Конструирование временного масштаба колонок выполнено на основе тefрохронологии (пепловые пролои с индексом SR), сравнения изменения литофизических характеристик и петромагнитных параметров с морскими изотопно-кислородными стадиями. Сходимость результатов определения возраста отдельных горизонтов по вариациям литофизических, и петромагнитным данным очень высокая (рис. 3, 4). С учетом биостратиграфических данных построена схема корреляции кривых хода магнито-климатических параметров изученных колонок с изотопно-кислородной кривой LR04 для позднего плейстоцена-голоцена [3].



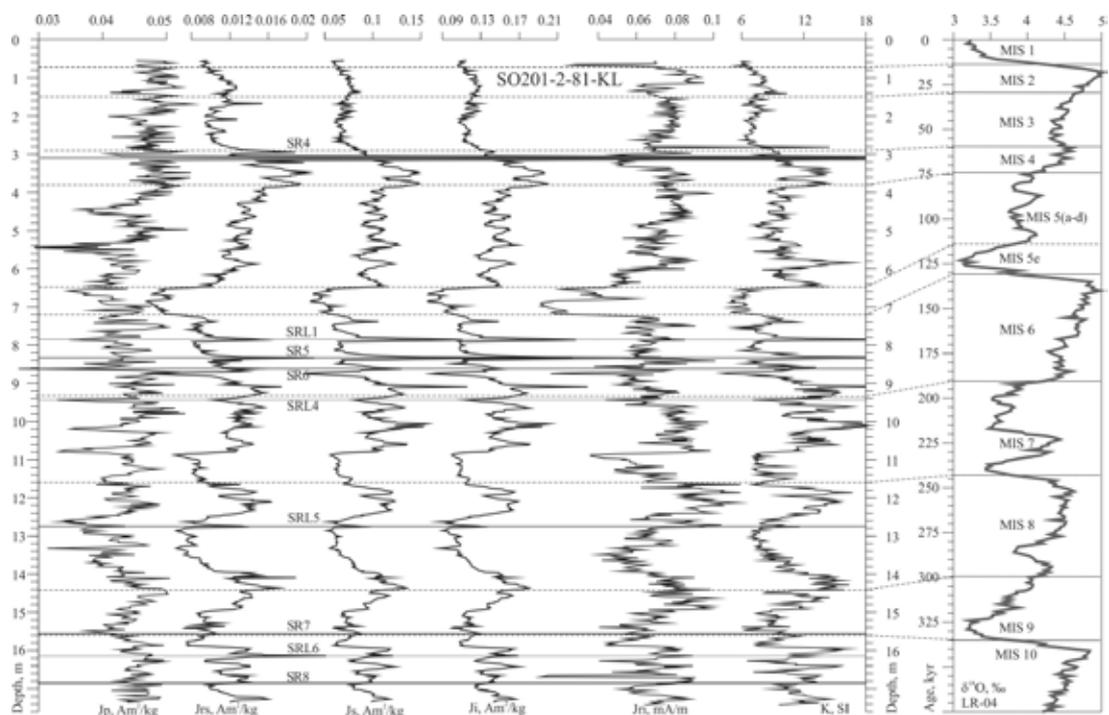


Рис. 3. Корреляция кривых различных климатозависимых петромагнитных параметров колонки SO201-2-81KL с изотопно-кислородной кривой LR-04.

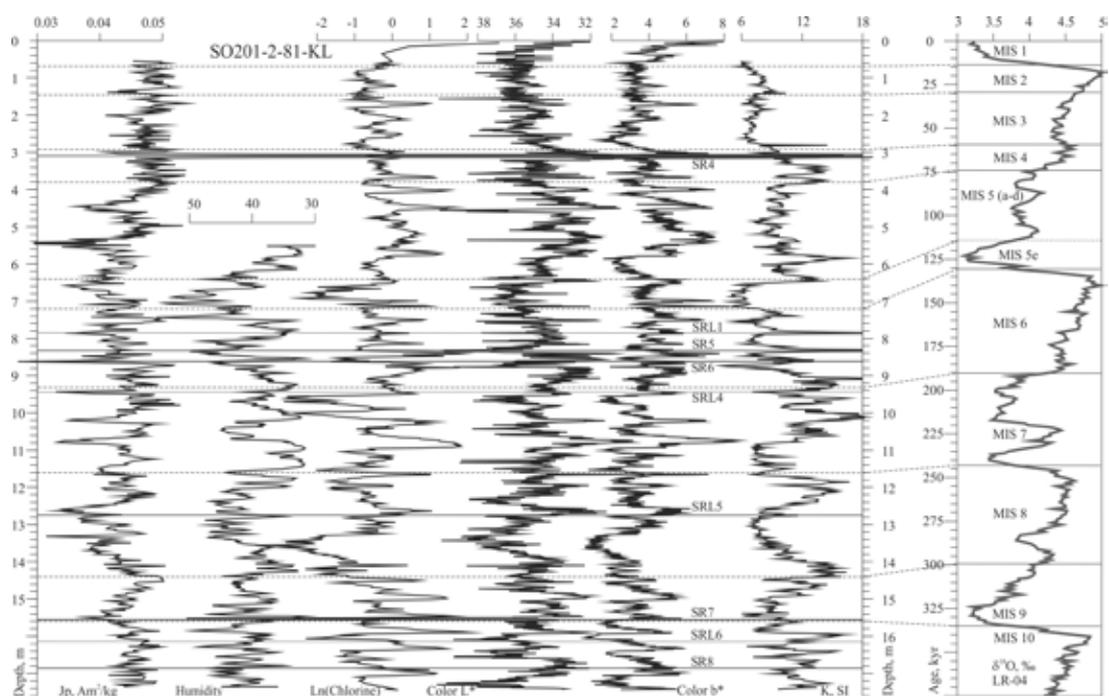


Рис. 4. Корреляция кривых литофизических параметров колонки SO201-2-81KL с изотопно-кислородной кривой LR-04.

Комплекс выполненных исследований позволит надежно выполнить корреляцию быстрых региональных изменений среды и климата субарктики Тихого океана и дальневосточных морей с тысячелетними и вековыми датированными изменениями климата Гренландии, Антарктиды и северной Атлантики в плейстоцене-голоцене.

Результаты временного сопоставления климатических событий будут служить базой для анализа причин быстрых глобальных изменений климата и среды окраинных морей и океанов и механизмов передачи климатических сигналов в пространстве с целью создания надежных численных моделей изменения климата в будущем.

Совокупность высокоразрешающих записей является основой: для реконструкции палеоокеанологических условий позднего плейстоцена и голоцена; климатической эволюции субарктической области запад-

ной части тихоокеанского региона и северо-восточной части азиатского континента, реакции на эти условия окружающей среды (в том числе ее магнитного компонента); модуляции основных климатических явлений (развитие морского и полярных льдов, эффективность биологического насоса, образование промежуточных вод); определить взаимосвязь физических (океанологического, геомагнитного, литологического характера) и биологических процессов региона в глобальной климатической системе в масштабе сотен и тысяч лет на орбитальной временной шкале.

Работа выполнена при поддержке министерств образования и науки России и Германии (проект KAL-MAR), РФФИ (гранты 10-05-00160а и 11-05-00365а), Президиума ДВО РАН (грант 09-II-CO-07-003) и ОНЗ РАН по Программе фундаментальных исследований № 7.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю., Харада Н., Василенко Ю.П., Босин А.А., Гольдберг Е.Л., Деркачев А.Н. Петромагнитные параметры донных осадков как индикаторы изменения климата и среды центральной части Охотского моря за последние 350 тыс. лет // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 11. – С. 1254-1265.

2. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Phys. Earth Planet. Inter. – 1977. – V. 13. – P. 260-266.

3. Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of globally distributed benthic  $^{18}O$  records // Paleoclimatology. – 2005. – V. 20. – PA 1003, doi:10.1029/2004PA001071.

### **К ВОПРОСУ О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ОЗЕР ВЕПСОВСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ, ВОСТОК ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ**

**Малозёмова О.В., Нестерова Л.А., Субетто Д.А.**

*Российский государственный педагогический университет имени А.И. Герцена, Санкт-Петербург, zemka-kolpino@yandex.ru*

### **SOME INFORMATION ABOUT GENETIC CLASSIFICATION OF LAKES OF THE VEPSOVSKY HILL, EAST OF THE LENINGRAD REGION**

**Malozemova O.V., Nesterova L.A., Subetto D.A.**

*Herzen University, St. Petersburg*

Несмотря на богатство и высокую степень обеспеченности водными ресурсами наша страна, зачастую, испытывает недостаток в полных и объективных данных для характеристики этих ресурсов. Отсутствие корректной и общедоступной информации о количестве, состоянии, особенностях водных объектов, в настоящее время является актуальной проблемой современной научной литературы.

На территории нашей страны насчитывается свыше двух миллионов озер, а по имеющимся данным изучено менее одного процента из общего числа. Особенно это актуально для малых озер России, общее число которых огромно. Не выпадают из печальной статистики и озера Ленинградской области.

В течение нескольких лет одним из направлений работы кафедры физической географии и природопользования факультета географии РГПУ им. А.И. Герцена было исследование озер в пределах востока Ленинградской области. Значительная удаленность восточных районов от центра в совокупности с плохими дорогами и, зачастую, отсутствующими подъездами к озерам в значительной степени осложняли научные изыскания.

В течение двух лет 2009-2010 гг. организовывались полевые исследования озер на востоке Ленинградской области. За это время были изучены водоемы в трех ландшафтах. В общей сложности было исследовано 9 озер.

Изученные озера относятся к Вепсовскому, Судско-Чагодскому и Тихвинско-Чагодощенскому ландшафтам. Структурно-денудационный рельеф востока Ленинградской области в своих основных чертах является древним, а его разнообразие обусловлено экзарационной и активной аккумулятивной деятельностью ледника при малой интенсивности тектонического режима [4]. Значительное влияние на него оказывал дочетвертичный рельеф, особенно это проявилось в формировании ледникового стока. Исследуемые нами ландшафты находятся в пределах последнего валдайского оледенения, поэтому формирование их литогенной основы связано, прежде всего, с его аккумулятивной деятельностью. Типичными для рассматриваемого района формами аккумулятивного рельефа являются зандровые, моренные и холмисто-моренные равнины.

Вепсовский и Тихвинско-Чагодощенский ландшафты входят в Валдайскую область холмисто-моренного и камового рельефа, приуроченного к уступу карбонового плато, и объединены общностью морфоструктуры и деятельностью ледника на поверхности куэстовой ступени [4].

Наличие крупного выступа в рельефе дочетвертичного субстрата обусловило возникновение мощных краевых образований, отмечающих положение ледника во время различных стадий. Рельеф характеризуется разнообразием и интенсивной пересеченностью. Наибольшие площади заняты холмисто-моренными грядами. Озы имеют разнообразную форму, обычно длина не превышает 50-500 м, высота 5-8 м. Достаточно часто встречаются и камы, обычно они приурочены к северо – восточной окраине Вепсовской возвышенности, располагаются на абсолютных высотах 180-130 м и выражены в виде куполовидных холмов. Зандровые поля не имеют площадного развития, чаще всего это небольшие участки между полосами краевых ледниковых образований.

В Вепсовском ландшафте преобладает холмисто-моренный рельеф, замещающий местами зоны конечных морен и отличающийся от моренных равнин Тихвинско-Чагодощенского ландшафта относительно большим превышением холмов и вытянутостью многих из них в направлении ледникового края, вдоль которого он образовался в условиях медленного сокращения ледника.

Современная поверхность Судско-Чагодского ландшафта представляет собой зандровые равнины, сложенные материалом, принесенным потоками талых ледниковых вод. Зандровые поля обычно широко распространены вдоль внешнего края конечных морен. Постепенно зандровые равнины в пределах ландшафта переходят в аккумулятивные террасированные озерно-ледниковые равнины, сильно заболоченные. Среди равнинных пространств встречаются группы холмов и гряд, иногда изолированные в виде отдельных гряд, иногда образующие цепи.

Развитию данного вида рельефа способствовала плоская, наклоненная в сторону стока ледниковых вод, поверхность карбонового плато, где и развивались обширные зандровые равнины. В дистальной части поверхность зандров сильно расчленена, здесь они переходят в озерно-ледниковые равнины. В проксимальном направлении поверхность зандров выполаживается и уплощается. Редко встречающиеся моренные холмы, озы и камы обычно имеют следы размыва на склонах.

Для изученных ландшафтов типичны карстовые процессы. Широко распространены карстовые воронки блюдцеобразной формы, диаметром от 5 до 20-30 м, и глубиной до 1-5 м, встречаются воронки конусообразной формы, поноры заваленные валунами [3].

По мнению Г.А. Воробьева озера входят в состав структурных единиц ландшафтов, образуя в тоже время автономные формирования. Различия в ландшафтной структуре природно-территориальных комплексов, должны отражаться и в типических чертах большинства водоемов. Основой ландшафтной типологии малых озер являются тип морфологической структуры и геохимические особенности ландшафта. Которые, в первую очередь, связаны с литогенной основой ландшафта и условиями увлажнения. Поэтому выше нами была приведена развернутая характеристика изучаемых ландшафтов.

На данном этапе исследований была предпринята попытка определения генетического типа озерных котловин для изученных нами водоемов.

В настоящее время в научной литературе представлено достаточное число генетических классификаций озерных котловин. Этот вопрос стал интересовать ученых одновременно с началом их практического исследования этих водоемов и за прошедшие годы, лимнологией был накоплен очень существенный теоретический и практический материал.

Смена представлений о происхождении озерных котловин происходила очень быстрыми темпами – от предельно простой классификации Мюррэя и Пуллара (1910 г.) в которой они выделили лишь 3 типа котловин, до сложной и гораздо более детальной классификации Дж.Э. Хатчинсона (1957 г.). В ней автор предложил разделить все озера по факторам, которые являются руководящими в процессе формирования их котловин. Было выделено 11 групп котловин, а внутри каждая группа делится на типы и подтипы по характеру действия формирующих факторов. В общей сложности было выделено 76 разновидностей озерных котловин.

Отечественными учеными также проводилась серьезная теоретическая работа по обобщению имеющегося у них практического материала с целью разработки полной и корректной генетической классификации озерных котловин. Необходимо отметить М.А. Первухина и его работу «О генетической классификации озерных ванн», изданную в 1937 г. К более поздним исследованиям можно отнести классификацию озерных котловин Ю.П. Пармузина (1975 г.). В ней высшей таксономической единицей, объединяющей в себе черты сходных по происхождению впадин, является «класс». Классы отличаются друг от друга природой создающих факторов. Поэтому озерные котловины, созданные экзогенными и эндогенными процессами, разнесены по разным классам.

Биогенные компоненты, которые по своему действию относят к экзогенным факторам, играют второстепенную роль в формировании озерных котловин, т.к. только видоизменяют существующие уже ландшафты. Однако в своей генетической классификации Ю.П. Пармузин выносит их в отдельный класс наравне с эндо- и экзогенными факторами, ведь биогенный компонент является первопричиной образования значительной части озерных котловин. Кроме того автором классификации в отдельные классы были вынесены космогенные причины (они достаточно редкие, однако все же имеющие место быть) и антропогенный фактор образования озерных котловин.

В основу выделения типов озерных котловин внутри каждого класса был положен главный рельефообразующий процесс или же фактор, замыкающий озерную котловину и способствующий накоплению в ней воды. Наиболее важную, с практической точки зрения, характеристику озерной котловины отражает её род. Определять его предлагается по конкретным геоморфологическим процессам, принимающим наиважнейшее участие в создании озера.

В данной классификации приведено 123 названия озерных котловин, однако, по мнению Ю.П. Пармузина, по мере дальнейших исследований список будет пополняться.

Была предпринята попытка применить генетическую классификацию Ю.П. Пармузина для характеристики озерных котловин в изученных нами ландшафтах востока Ленинградской области.

Для данных ландшафтов характерными являются озерные котловины экзогенного класса, гляциогенного и гидрогенного типов. В рамках этих типов, на наш взгляд, целесообразно выделить подтипы, которые будут определяться по преобладающему геоморфологическому процессу. Исходя из этого, озерные котловины восточных ландшафтов Ленинградской области можно отнести к ледниковому и карстово-суффозионному подтипу. Определить род не всегда представляется возможным, поэтому, несколько упрощая данную генетическую классификацию, можно говорить о том, что на данной территории среди озер ледникового подтипа можно выделить моренные и вымыто-моренные (для холмисто-моренного и ландшафта моренных равнин) и зандровые котловины (для ландшафта зандровых равнин). Повсеместно представлен род ложбинных озерных ванн. Также для изученного района характерны озера карстово-суффозионного типа с блюдцеобразно-карстовыми котловинами. Кроме того, большое количество озер в изучаемых ландшафтах расположены в болотных массивах, по-видимому, являющиеся реликтовыми, на месте распространения в прошлом более крупных водных бассейнов. Закономерно возникает вопрос об их классификационной принадлежности, это может быть типом экзогенного класса или самостоятельным биогенным классом.

Несмотря, в целом, на ясную картину тектонической активности данной территории, все же, ряд озер выходят за рамки экзогенного класса. Поскольку в них прослеживаются черты видимого влияния тектоники. Например, карстовое озеро Муромозеро, расположенное в Вепсовском ландшафте, характеризуется ступенчатыми очертаниями береговой линии, и перегибы ступеней близки к 90°, что отчетливо наблюдается на космоснимках.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богословский Б.Б. Озероведение. – М.: изд-во МГУ, 1960. – 169 с.
2. Зилов Е.А. Гидробиология и водная экология (организация, функционирование и загрязнение водных экосистем): учеб. пособие. – Иркутск: изд-во ИГУ, 2009. – 147 с.
3. Исаченко А.Г., Дашкевич З.В., Карнаухова Е.В. Физико-географическое районирование северо-запада СССР. – Л: изд-во Ленинградского университета, 1965. – 248 с.
4. Малаховский Д.Б. Проблема генезиса и возраста Северо – Запада Русской платформы // Геоморфология. – 1995. Вып. 2.
5. Пармузин Ю.П. Генетическая классификация озерных котловин. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 406-414.
6. Теоретические вопросы классификации озер/ под ред. Смирнова Н.П. – СПб: Наука, 1993. – 186 с.
7. Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. – СПб: изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2009. – 434 с.

### СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ФАУНЫ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ВОСТОЧНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРОПЫ: ХРОНОЛОГИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ

Маркова А.К.<sup>1</sup>, ван Кольфсхотен Т.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт географии РАН, Москва, amarkova@list.ru

<sup>2</sup> Лейденский университет, Лейден, Нидерланды, T.van.Kolfschoten@arch.leidenuniv.nl

### MIDDLE PLEISTOCENE SMALL MAMMAL FAUNAS OF EASTERN AND CENTRAL EUROPE: CHRONOLOGY, CORRELATION

Markova A.K.<sup>1</sup>, van Kolfschoten T.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geography RAS, Moscow

<sup>2</sup> Leiden University, Leiden, The Netherlands

Последнее время появились новые важные местонахождения ископаемых мелких млекопитающих, позволяющие более детально расчленить среднеплейстоценовые отложения Восточной Европы. В данной работе мы придерживаемся западноевропейской стратиграфической схемы, согласно которой средний плейстоцен начи-

нается около 0,8 млн. лет назад (граница Брюнес-Матуяма) и заканчивается около 0,135 млн. лет назад (начало эемского (микулинского) межледниковья). Этому интервалу времени отвечает ранний и средний неоплейстоцен.

### Восточная Европа

**Бассейны Днестра, Дуная и Прута.** Одним из наиболее полных разрезов среднего плейстоцена является разрез Колкотова Балка (бассейн р. Днестр), в котором вскрываются как отложения начала среднего плейстоцена, так и его второй половины. В этом разрезе обнаружены фауны мелких млекопитающих из следующих горизонтов (снизу вверх): 1) трех горизонтов колкотовского аллювия [2; 9; 10], являющегося стратотипом тираспольского фаунистического комплекса и отвечающего ильинскому надгоризонту с *Mimomys savini*, *Prolagurus posterius-Lagurus transiens*, *Microtus (Stenocranius) hintoni-gregaloides*, *Microtus arvaloides*, *Microtus ratticepoides (=oeconomus)* и др.; 2) воронской ископаемой почвы, коррелируемой с мучкапским межледниковьем с *Lagurus transiens* (архаичный морфотип), *Microtus gregalis* и др.; 3) инжавинской ископаемой почвы, синхронной лихвинскому межледниковью с *Lagurus transiens -L.lagurus*, *Microtus (S.) gregalis*, *Microtus ex gr. agrestis* и др [9; 12]. Таким образом, фауны этого опорного разреза отразили события большей части среднего плейстоцена. Они фиксируют значительные эволюционные изменения в разных филогенетических линиях *Prolagurus - Lagurus*; *Microtus (Stenocranius) hintoni-gregaloides - M. (S.) gregalis* и др. Разная тафономия отложений колкотовского разреза не позволила выявить переход от корнезубых полевок рода *Mimomys* к роду *Arvicola*, т.к. все местонахождения фауны, залегающие выше аллювиальной толщи с *Mimomys*, обнаружены в горизонтах ископаемых почв.

Нужно отметить, что на юго-западе Русской равнины (в бассейнах Прута и Дуная) обнаружено еще несколько среднеплейстоценовых местонахождений мелких млекопитающих: Нагорное, Суворово, Озерное, Узмари, Плавни и др. Эти местонахождения, как правило, отражают лишь один из этапов среднего плейстоцена: ильинского, мучкапского, лихвинского и каменского межледниковий. Наибольшее их число содержит фауну лихвинского межледниковья. Значение этих местонахождений для стратиграфии очень велико, т.к. все эти местонахождения, приуроченные к лиманным и озерным отложениям, помимо остатков мелких млекопитающих содержат фауну солоноватоводных моллюсков, что позволило напрямую прокоррелировать их с морскими трансгрессиями Черного моря [9].

**Бассейн Днепра.** В бассейне Днепра известно несколько местонахождений среднего плейстоцена. Они сконцентрированы в среднем течении Днепра и приурочены к аллювию IV надпойменной террасы. На левобережье Днепра расположены местонахождения Гуньки и Пивиха, на правобережье – Чигирин [6]. Местонахождение Гуньки было исследовано комплексно: изучена геология разреза; исследованы палинологические и малакологические остатки, проведен палеомагнитный анализ [3]. Разрез включает отложения второй половины среднего плейстоцена. В нем выражена днепровская морена. Под мореной описаны роменская и каменская ископаемые почвы, ниже залегает мощная аллювиальная толща коррелируемая с лихвинским межледниковьем. Фауна мелких млекопитающих обнаружена в трех фациях аллювия, близких по возрасту. Фауна не содержит остатки корнезубых полевок родов *Mimomys* и *Borsodia*. Также в ней отсутствуют «питимисные» формы полевок: *Microtus (Terricola) arvaloides*, *Microtus (Stenocranius) gregaloides*. Пеструшки представлены представителями рода *Lagurus* с морфотипами *Lagurus transiens* (которые преобладают) и *Lagurus lagurus*. Серые полевки включают *Microtus arvalis*, *M. oeconomus* *M. (S.) gregalis*. Пыльцевые данные свидетельствуют о лихвинском возрасте отложений с фауной [4]. Малакологические материалы – об древнеэвксинском облике фауны моллюсков. По полноте палеонтологических данных – этот разрез уникален. Богатая фауна мелких млекопитающих была выделена в «гуньковский» комплекс и отнесена к лихвинскому межледниковью [6]. Близкие по составу фауны были обнаружены в местонахождениях Чигирин и Пивиха [7].

**Бассейны Дона и Десны.** По материалам бассейна Дона и Десны описана детальная последовательность фаун мелких млекопитающих среднего плейстоцена. Наиболее ранние из них отвечают началу среднего плейстоцена, наиболее поздние – днепровскому оледенению [1; 12]. Выявлены не только межледниковые фауны, но и фауны, отвечающие донскому, окскому и днепровскому оледенениям. В последние годы удалось обнаружить фауны мелких млекопитающих с архаичными *Arvicola*, коррелируемые с интервалом между мучкапским межледниковьем и последовавшим за ним похолоданием, и окским оледенением (местонахождения Мастюженка, Икорец, Шехмань-1). Фауны подобного уровня были описаны ранее в Западной Европе (Мосбах, Мезенхайм, Кёрлих Кя G и др.). Они не содержат полевок рода *Mimomys*, но включают наиболее архаичных представителей некорнезубых полевок рода *Arvicola*. По полученным новым материалам было выделено икорецкое межледниковье [5].

**Бассейн Волги.** Фауна мелких млекопитающих лихвинского возраста, близкая по составу многочисленным фаунам этого межледниковья, выявленных в бассейнах Днепра, Днестра, Дуная и Дона, была обнаружена В.П. Ударцевым в разрезе вблизи устья Камы у с. Рыбная Слобода [8]. Выше по разрезу описан горизонт каменской ископаемой почвы. Фауна включает полевок *Arvicola cantiana*, *Lagurus transiens-lagurus*, *Clethrionomys rufocanus* и др. В нижнем течении Волги обнаружена также более поздняя фауна у с. Черный Яр с более прогрессивными *Arvicola* и *Lagurus* [2]. Сходная фауна обнаружена у с. Спасское (12).

### Центральная Европа.

Находки мелких млекопитающих из Центральной и Западной Европы обнаружены в нескольких изолированных местонахождениях, удаленных друг от друга. Хорошо известны богатые местонахождения первой половины среднего плейстоцена – Фойгштед (Германия) и Вест Рантон (Англия) [13]. Разрезы, с последовательностью разновозрастных фаун, к сожалению, практически отсутствуют. Исключение представляет собой разрез Кёрлих, находящийся в бассейне р. Неуид (Neuwied) в Германии. В этом разрезе представлена верхняя часть третичных глин и залегающего на них гравия, отложенного р. Рейн и р. Моссель, переслаивающегося с лессами, лессовидными суглинками и склоновыми отложениями, и включающим тефру (пепел и пемзу). Тефра отложилась в результате тектонической активности потухших вулканов, находящихся вблизи вулканического поля Ист Эйфель (East Eifel) и датированного интервалом от второй половины раннего плейстоцена до голоцена [11]. В плейстоценовой толще отложений, вскрытой в карьере Кёрлих, было обнаружено несколько местонахождений млекопитающих, в том числе местонахождение, в котором фиксируется переход от *Mimomys* к *Arvicola* (главный разрез Кёрлих - Kā A - H). Более ранние фауны Kā C - F характеризуются присутствием *Mimomys savini*; наиболее ранние представители водяных полевок *Arvicola terrestris cantiana*, были обнаружены в богатой фауне Kā G. Фаунистические сообщества Кёрлиха, а также фауны из близлежащих местонахождений Мейзенхайм I и Ариендорф дают представление об истории фаун первой половины среднего плейстоцена. С этими фаунами скоррелированы фауны Мосбаха и Мауэра [15].

Филогенетические линии *Microtus (Stenocranius) hintoni-gregaloides* - *M.(S). gregalis* и *Microtus (Terricola) arvaloides* - *Microtus arvalis* и *Mimomys* - *Arvicola* являются основой для корреляции восточноевропейских и центральноевропейских фаун. В фаунистической последовательности фаун Центральной Европы выявлено, что *Mimomys savini* обнаружена в наиболее ранних среднеплейстоценовых фаунах, а переход от *Mimomys* к *Arvicola* отмечен задолго до оледенения эльстер (=окского оледенения). Лессовые отложения Kärlich F коррелируются с донским оледенением Восточной Европы и являются наиболее поздними осадками, содержащими остатки *Mimomys*. Два местонахождения с *Arvicola* (Кёрлих G и Мезенхайм I) относятся к двум различным межледниковьям, относящимся к пред-эльстерскому времени. Фауны, синхронные самому оледенению эльстер практически не известны. Также очень редки фауны, относящиеся к межледниковью хольштейн (лихвин).

Местонахождение Шёнинген (Германия) содержит богатую коллекцию остатков мелких млекопитающих из отложений пост-эльстерского времени. Наиболее раннее местонахождение в Шёнингене, вероятно, относится к межледниковью хольштейн, однако это местонахождение содержит незначительное количество фаунистических находок. Богатое местонахождение, относящееся к межледниковью Рейнсдорф (выделенное в этом регионе), относится к последовавшему за хольштейном теплomu интервалу. Эта фауна характеризуется присутствием (в небольшом количестве) реликтов первой половины среднего плейстоцена – *Talpa minor* и *Drepanosorex*, а так же примитивных *Arvicola*. Это позволяет говорить, что фауна предшествует хорошо известным фаунам второй половины среднего плейстоцена – Веймар-Эрингсдорф (Германия) и Маастрихт-Бельведер (Нидерланды) с более прогрессивными *Arvicola* [14].

Таким образом, на основании изучения остатков мелких млекопитающих Центральной и Восточной Европы выявляется последовательность эволюционных преобразований в ряде филогенетических линий. Эти преобразования имели в основном близкий характер в разных частях Европы и установленная последовательность фаун, относящихся к среднему плейстоцену, показывает значительное сходство фаун крупных стратиграфических подразделений разных регионов. К сожалению, разрезов, охватывающих весь средний плейстоцен и содержащих значительную последовательность фаун очень немного как на Русской равнине, так и в Центральной Европе. Наиболее полная картина получена для бассейнов Днестра и Дона, а также для бассейнов р. Неуид и р. Рейн в Германии.

Нужно отметить и некоторые различия в первом появлении новых таксонов в фаунах мелких млекопитающих в Центральной и Восточной Европе. Так в центрально-европейских фаунах не известны остатки *Mimomys* в фаунах между похолоданием, синхронным донскому оледенению и эльстерским оледенением. В этом интервале отмечены только архаичные *Arvicola*. Напротив, в Восточной Европе (в бассейнах Днестра и Дона) имеется ряд известных местонахождений с поздними *Mimomys*, относящихся к интервалу между донским и окским оледенениями (к мучкапскому межледниковью). Первые *Arvicola* появляются лишь в завершающую фазу этого сложного интервала – в икорецкое межледниковье. Пока эта фаза установлена лишь в бассейне Дона. Дальнейшие исследования морфологии мелких млекопитающих из разных регионов Европы, а также корреляция стратиграфических горизонтов разрезов с фаунами, позволят провести более достоверные корреляции фаун мелких млекопитающих среднего плейстоцена Центральной и Восточной Европы.

Проведенный анализ среднеплейстоценовых фаун мелких млекопитающих может помочь при реконструкции природных событий среднего плейстоцена на всей территории Европы.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Агаджанян А.К., Иосифова Ю.И., Шик С.М. Разрез нижнего неоплейстоцена Мастюженка (Верхний Дон) и его значение для региональной стратиграфии // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стра-

тиграфии и их обсуждение на 33-м Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008). Материалы Всероссийского научного совещания. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 20-24.

2. Александрова Л.П. Грызуны антропогена Европейской части СССР. – М.: Наука, 1976. – 98 с.

3. Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Певзнер М.А., Чепалыга А.Л. Разрез Гуньки // Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. – М.: Ин-т географии РАН, 1997. – С. 60-79.

4. Губонина З.П. Палинологические исследования основных горизонтов лессов и ископаемых почв южной части Русской равнины // Проблемы региональной и общей палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. – М.: Наука, 1982.

5. Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Ратников В.Ю., Сычева С.А. Об икорецкой свите и горизонте в верхах нижнего неоплейстоцена в разрезе Мастюженка (Воронежская область) // Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. – М.: РАЕН, 2009. – Вып. 4. – С. 89-104.

6. Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины. – М.: Наука, 1982. – 182 с.

7. Маркова А.К. Реконструкция палеоландшафтов лихвинского межледниковья по материалам фаун мелких млекопитающих Восточной Европы // Известия РАН. Серия географическая. – 2004. – № 2. – С. 39-51.

8. Маркова А.К. Лихвинская фауна мелких млекопитающих у с. Рыбная Слобода (устье Камы) и ее положение в последовательности среднеплейстоценовых фаун Европы // Экология антропогена и современности: Природа и Человек. – СПб.: Гуманистика, 2004. – С. 137-141.

9. Михайлеску К.Д., Маркова А.Л. Палеогеографические этапы развития фауны юга Молдовы в антропогене. – М.: Штиинца, 1992. – 311 с.

10. Плейстоцен Тирасполя. – Кишинев: Штиинца, 1971. – 187 с.

11. Boenigk W. and Frechen M. Zur Geologie der Kärlich Hauptwand // Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen. – 2001. – V. 30. – P. 123-194.

12. Markova A. Pleistocene mammal faunas of Eastern Europe // Quaternary International. – 2007. – V. 160. Issue 1. – P. 100-111.

13. Maul L.C., Parfitt, S.A. Micromammals from the 1995 Mammoth Excavation at West Runton, Norfolk, UK: Morphometric data, biostratigraphy and taxonomic reappraisal // Quaternary International. – 2010. – V. 228. – № 1-2. – P. 91-115.

14. Van Kolfschoten T. The Middle Pleistocene (Saalian) and Late Pleistocene (Weichselian) mammal faunas from Maastricht-Belvédère, Southern Limburg, The Netherlands // Meded. Rijks Geol. Dienst. – 1985. – V. 39. – № 1. – P. 45-74.

15. Van Kolfschoten T. The evolution of the mammal fauna in the Netherlands and the middle Rhine Area (Western Germany) during the late Middle Pleistocene // Meded. Rijks Geol. Dienst. – 1990. – V. 43. – № 3. – P. 1-69.

## **АСТРОНОМИЧЕСКИЙ И МЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ КРИТЕРИИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СЛЕДОВ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА В ДРЕВНИХ МЕГАЛИТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ИЗ ВАЛУНОВ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РОССИИ**

**Марсадолов Л.С.<sup>1</sup>, Паранина Г.Н.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Государственный Эрмитаж, Санкт-Петербург, marsadolov@hermitage.ru*

<sup>2</sup> *Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург*

## **ASTRONOMICAL AND METROLOGICAL CRITERIA OF DEFINING HUMAN ACTIVITY TRACES IN ANCIENT MEGALITH ROCK COMPLEXES IN THE NORTH-WEST RUSSIA**

**Marsadolov L.S.<sup>1</sup>, Paranina G.N.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *The State Hermitage Museum*

<sup>2</sup> *Herzen State University, Saint-Petersburg*

В ходе полевых геологических, географических и археологических исследований в разных регионах России и мира ученым, туристам и любителям прошлого часто приходится сталкиваться с крупными камнями-мегалитами. В ряде случаев очень легко определить культурное назначение таких объектов – по наскальным рисункам, обработке поверхности, форме выкладок и другим признакам. Но иногда на Северо-Западе России даже профессиональным геологам или археологам сложно однозначно ответить на вопрос: как сформировались эти мегалитические комплексы – природные ли это валуны или в древности в эти пространственные системы объектов человеком была заложена определенная важная информация?

В традиционной археологии в последние три десятилетия сформировалось новое направление, представленное работами по астроархеологии и метрологии древних памятников (В.Б. Фролов, В.Е. Ларичев, Л.С. Марсадолов, Т.М. Потемкина, М.Г. Гусаков и др.). Выявлено широкое использование в древности навигации по движению луча света и тени от вертикального предмета (Г.Н. Паранина). Наши комплексные исследования объектов культурного и природного наследия Северо-Запада, Центра России, Южной Сибири показали, что все сакральные (священные, почитаемые) объекты содержат навигационную и геодезическую информацию – необходимую для ориентирования в пространстве и времени [1-7]. Это показывает древность ее использования, важную роль в системе жизнеобеспечения и может быть одним из аргументов в пользу ее базисного значения при формировании информационных моделей мира и знаковых систем.

Природные объекты, вероятно, были первыми ориентирами в организации освоенного пространства. Надежность этих ориентиров основывалась на их уникальности и устойчивости, поддерживаемой естественными процессами. Как правило, эти объекты являются результатом активного проявления энергии Земли: тектонические трещины, высокие точки рельефа, выходы эндогенного тепла. При их избытке (что делает объекты типичными) или отсутствии и недостатке, человек прикладывал дополнительную энергию и знания для выделения природных объектов из окружающего ландшафта. Древний обычай оставлять у таких камней кости крупных животных преследовал ту же цель, ибо этот материал самый долговечный, а оставленная часть скелета «жертвенного» животного служила определённым знаком. В Донском Белогорье роль путевых ориентиров могли выполнять скульптурные меловые останцы – «дивы», в Хакасии – вертикально установленные каменные стелы и изваяния со знаками и личинами, ребром и высокой частью плиты ориентированные на восток. Вдоль водных путей часто встречаются наскальные рисунки, как один из способов маркировки сакрального ландшафта. В Европе, Азии и Северной Америке такую задачу выполняли пирамидки из камней («обо» или «ова») и «сейды», которые и сейчас выручают путешественников, если отказывает компас или GPS.

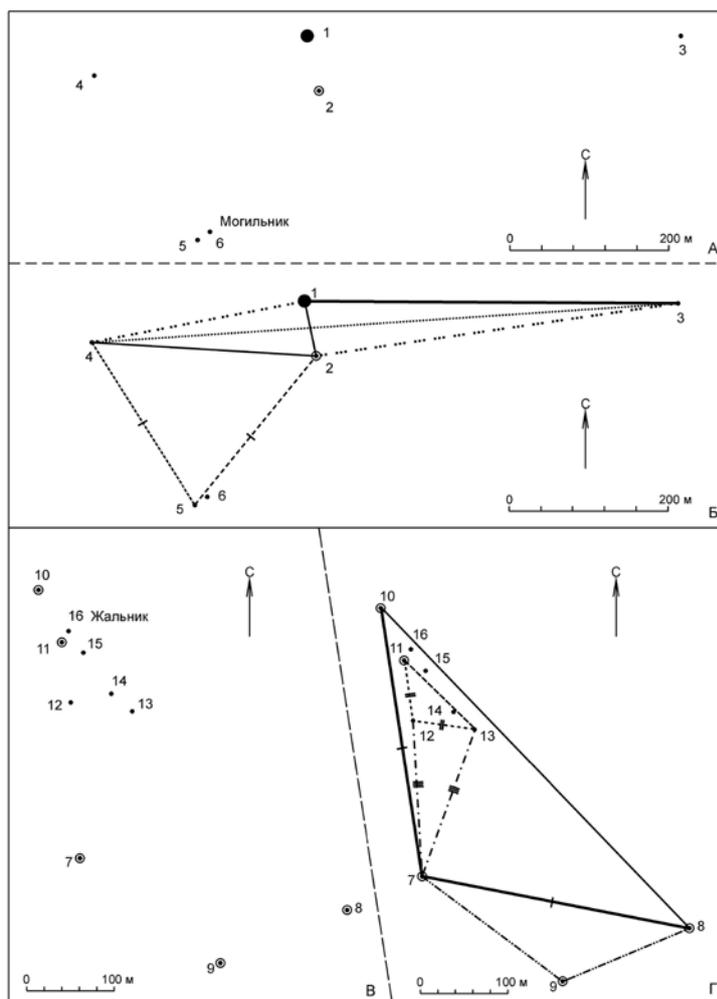


Рис. 1. Схематические планы мегалитических комплексов в Лужском районе Ленинградской области (южная оконечность озера Верхнее Врево): А, Б – в центре деревни Конезерье; В, Г – южнее поселка Володарского; Б и Г – предполагаемая древняя разметка между объектами. Наиболее крупные камни дополнительно выделены кружками.



Астрономические способы навигации с глубокой древности были самыми надежными. Однако, важно было не только определить, но и зафиксировать значимые астрономические азимуты, обеспечить независимость наблюдения от погодных условий и факторов разрушения. Для длительного сохранения визирных точек и направлений лучше всего подходят плотные массивные породы. В Туве и Хакасии для этого использовали плиты из каменоломен, в районах четвертичного оледенения – крупный валунный материал. Поэтому в Сибири вертикальные параметры камней преобладают над горизонтальными, а на Северо-Западе – наоборот.

Использование гномона как инструмента ориентирования (обратное визирование по тени) открыло новый этап в формировании информационной модели мира, связанный с использованием символов, степень абстрактности которых значительно снижается при сравнении их формы с геометрией суточных сумм теней по сезонам года и в дни астрономических кульминаций (равноденствий и солнцестояний).

Анализ планиграфии мегалитических комплексов позволяет выделить геометрические особенности их пространственной структуры, а также ландшафтные, астрономические связи, метрологические закономерности построения и критерии сакральности. В качестве примера выявления навигационной информации в древних объектах Северо-Запада можно рассмотреть группы валунов на южных побережьях оз. Верхнее Врево из группы Черемнецких озер Лужского района Ленинградской области (рис. 1). Эти скопления валунов, на первый взгляд, представляются хаотичными и случайными, а внимание привлекают лишь наиболее крупные или особо почитаемые объекты (рис. 1: А и В). Однако, в комплексе у дер. Конезерье мегалит «Исполин» (№1) с камнем №3 образуют вектор, близкий к  $90^\circ$ , что соответствует восходу Солнца в дни равноденствий – главной календарной границе в древности. У пос. Володарское почитаемый камень Святой Параскевы Пятницы с другим мегалитом, выделяющимся по размерам, сложной форме и очевидной обработке поверхности, образуют вектор  $140^\circ$ , близкий к зимнему солнцестоянию. Это направление выражено также в доминанте вмещающего ландшафта – береговой линии озера Верхнее Врево. В этом комплексе прослеживается так же меридиональное направление (№№7 и 12).

К геометрическим особенностям исследованных комплексов отнесены: правильные фигуры (равнобедренные треугольники), линейные цепочки объектов и их параллельность, наличие фигур с признаками подобия (рис. 1: Б; 1: Г).

Метрологический анализ выявил использование целых величин древних мер длины (сопоставимых и пропорциями человеческого тела: сажень, локоть, фут) в размещении наиболее крупных объектов и отражение в доминирующих направлениях комплексов важных ориентиров времени и пространства: астрономических и ландшафтных. Среди выявленных древних эквивалентов наиболее часто повторяются величины кратные 50-ти сажням (100, 150, 200, 300 и т. д.), а также 45-ти (45, 90) и 70-ти сажням (70, 140). Так, в комплексе у пос. Володарского две стороны треугольника равны 150 сажням по 2,1 м, а основание – 300 сажней по 1,8 м (рис. 1: Г; №№7, 8 и 10). Подобный ему треугольник в северной части комплекса имеет две стороны длиной по 100 единиц и основание в 150 единиц по 0,7 м (аршин).

Результатом обобщения материалов, полученных для Северо-Запада и других регионов России, являются алгоритм комплексной оценки мегалитических памятников и теоретические положения, выявляющие их связь с ландшафтно-географическими и планетарно-космическими системами [3, 4, 7]:

1. Одним из важнейших критериев выбора ландшафта для организации сакральных мест было развитие в его компонентах (рельефе гидрографии, розах ветров, системе тектонических трещин и т.п.) основных астрономических и географических направлений, необходимых для ориентации в пространстве и времени.

2. Сформулирован новый подход к определению понятия «сакральность»: священными являются природные, природно-антропогенные и антропогенные объекты, знания и опыт, обеспечивающие сохранение, передачу и использование жизненно-важной информации об окружающем Мире.

3. Приоритет Времени – Вечности, признанный во всех космогонических моделях древности, проявлялся в символике оформления предметов, организации сакрального пространства (святилищ и мемориальных комплексов) и планировке жизненного пространства.

4. Святилища содержат эталоны времени и пространства, их почитание напрямую связано с естественно-научными знаниями, полученными в наследство от предков (региональный режим освещения, стороны света). Сакрально-мистический оттенок в это почитание привнесен и усиливался в течение последнего тысячелетия, в связи со сменой религиозно-политических приоритетов, заменой народного календаря официальным, новым содержательным наполнением древних традиций.

5. Архитектурно-планировочное пространство создаваемых ритуальных объектов и в настоящее время, как правило, соотносится с основными сторонами горизонта, хотя уже не востребованы возможности его использования в качестве компаса, солнечных часов и календаря.

Детальный анализ позволяет выделить геодезическую основу древних мегалитических комплексов, их пространственную и семантическую связь. Примерами такой связи могут служить: 1) четкая специализация святилищ, судя по настройке мегалитических визирных инструментов на разные календарные даты и 2) различия ритуалов почитания этих объектов и уровня понимания их древними и современными жителями этих мест.

Системные комплексные исследования могут послужить основой научно-обоснованных выводов о древней навигационной культуре Северо-Запада и других регионов нашей страны.

Предложенные в данной статье астрономический и метеорологический критерии могут быть использованы там, где затруднено применение стандартных научных критериев выделения, описания и семантического анализа, а так же как дополнительные аргументы и методические приемы для решения спорных случаев определения культурной принадлежности мегалитических объектов из валунов, когда с помощью археологических или геологических методов невозможно однозначно решить вопрос – «игра» ли это сил природы, или результат творческой деятельности древнего человека.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Марсадолов Л.С. Методические аспекты изучения древних святилищ Саяно-Алтая // Теория и практика археологических исследований. Выпуск 1. Сборник научных трудов, посвященный 60-летию Ю.Ф. Кирюшина. – Барнаул: изд-во Алтайского ун-та, 2005. – С. 34-42.
2. Марсадолов Л.С. Отчёт об исследовании древних святилищ Алтая в 2003-2005 годах. Материалы Саяно-Алтайской археологической экспедиции Государственного Эрмитажа. Выпуск 5. – СПб., 2007. – 278 с.
3. Марсадолов Л.С., Паранина Г.Н., Угдыжеков С.А., Боргояков В.Г. Информационный анализ сакрального пространства Салбыкской долины // Современные трансформационные экономические и социально-политические процессы. Тезисы докладов II международной научно-практической конференции (27-29 октября 2009 г.). – Абакан, 2010. – С. 132-138.
4. Марсадолов Л.С., Паранина Г.Н. Салбыкский археологический комплекс как объект природного и культурного наследия // Известия Русского географического общества. – 2011. – Т. 143. – Вып. 2. – С. 79-90.
5. Паранина Г.Н. Наследие каменного века – основа геокультурного пространства // Сбалансированное развитие Северо-Запада России; современные проблемы и перспективы. Мат-лы общественно-научной конф. с междунар. участием. 26-27 ноября 2009 г. – Псков: Издательство ПГПУ, АНО «Логос», 2009. – С. 21-27.
6. Паранина Г.Н. Свет в лабиринте: время, пространство и информация. – СПб.: Астерион, 2010. – 124 с.
7. Паранина Г.Н., Марсадолов Л.С. Объекты культурного и природного наследия как информационный ресурс геокультурного пространства // Развитие туризма в Балтийском регионе: предпосылки, современное состояние и перспективы. Конференция с международным участием 18-19 ноября 2010 года. – Псков: Псковский педуниверситет, 2010. – С. 24-27.

### ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ОБНАЖЕНИИ СЛОБОДЧИКОВО В БАСЕЙНЕ Р. ВЫЧЕГДЫ, РЕСПУБЛИКА КОМИ (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)

Марченко-Вагапова Т.И.

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, [timarchenko@mail.ru](mailto:timarchenko@mail.ru)

### PALYNOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE MIDDLE PLEISTOCENE DEPOSITS IN THE VYCHEGDA RIVER BASIN, THE KOMI REPUBLIC (PRELIMINARY DATA)

Marchenko-Vagapova T.I.

Institute of Geology, Komi Scientific Centre, Ural Division of RAS, Syktывkar

Разрез Слободчиково ранее уже был объектом внимания исследователей [1]. Ими среднеплейстоценовые осадки были отнесены к чирвинскому межледниковью. Так как дальнейшие исследования поставили под сомнение правильность определения возраста, было решено провести повторное изучение отложений. Разрез представляет собой озерно-аллювиальные отложения с прослоями торфа, перекрытыми толщей морен, возможно, вычегодского и печорского возраста. Высота обрыва составляет приблизительно 13 м.

На палинологический анализ из озерно-аллювиальных осадков было взято 32 образца, в 29 из них обнаружены споры и пыльца разной степени сохранности, а также растительные, минеральные, углистые частицы, переотложенная более древняя пыльца, спиккулы губок, диатомовые водоросли. По полученным результатам исследований выделено десять спорово-пыльцевых комплексов (рисунок).

**Спорово-пыльцевой комплекс I.** В общем составе спектра преобладают то споровые, то древесные растения (около 60 и 88 % соответственно). Пыльца травянистых форм либо отсутствует, либо встречена единично. Среди пыльцы древесных растений господствует *Pinus sylvestris* (до 86 %), отмечены представители *Betula sect. Fruticosae* (до 33 %), *Betula sect. Albae* (до 15 %). В небольших количествах встречена ель *Piceae* sp.

Травянистые растения представлены единичной Ranunculaceae. Среди споровых доминируют сфагновые мхи, достаточно велико участие папоротников Polypodiaceae.

Спорово-пыльцевой комплекс II. В данном комплексе преобладают споровые растения. Пыльца древесных форм встречается в гораздо меньшем количестве, травы единичны. Среди пыльцы древесных растений преобладают представители мелколиственных пород, в первую очередь это виды рода *Betula* sp.: *Betula* sect. *Albae* (до 36%), *Betula* sect. *Fruticosae* (около 21%). Участие *Betula nanae*, *Alnaster* sp. незначительно. Отмечены *Pinus sylvestris*, *Piceae* sp. Количество и разнообразие травянистых растений невелико и представлено единичными Poaceae, *Artemisia* sp., Ranunculaceae, Geraniaceae. Среди споровых доминируют папоротники Polypodiaceae и сфагновые мхи. Присутствуют представители рода *Lycopodium*, *Botrychium* sp., *Selaginella selaginoides*, зеленых мхов.

Спорово-пыльцевой комплекс III. В составе спектра преобладают древесные растения. Пыльцы травянистых растений и спор отмечено меньше. Среди пыльцы древесных господствующее положение занимают представители хвойных растений: *Pinus sylvestris* (до 43%), *Piceae* sp. (около 39%). Среди лиственных пород постоянно присутствуют *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula nanae*, *Alnus* sp., *Alnaster* sp., *Salix* sp. В составе травянистых растений отмечена пыльца Poaceae, Cyperaceae, *Artemisia* sp. (до 19%), Chenopodiaceae. Состав мезофильного разнотравья представлен семействами Polygonaceae, Ranunculaceae, Rosaceae, Caryophyllaceae, Asteraceae. Среди споровых растений доминируют сфагновые мхи и папоротники семейства Polypodiaceae. В небольших количествах встречены *Lycopodium* sp., *Botrychium* sp. и зеленые мхи.

Спорово-пыльцевой комплекс IV. В общем составе спектра участие пыльцы древесных, травянистых и споровых растений составляет примерно равные доли. Среди древесных форм преобладают пыльца сосны *Pinus sylvestris* (около 41%) и березы: *Betula* sect. *Albae* (в среднем до 22%), несколько меньше *Betula* sect. *Fruticosae*. Участие *Betula nanae* составляет более 10%. Отмечены *Piceae* sp. (15%), *Alnaster* sp., *Salix* sp.

Среди травянистых растений велико значение злаков, все время присутствуют полыни, маревые. Участие ксерофитных элементов составляет в сумме до 32%. Отмечена пыльца вересковых Ericaceae, Cyperaceae. Разнотравье представлено Ranunculaceae, Brassicaceae, Rosaceae, Polygonaceae, Caryophyllaceae, Campanulaceae, Geraniaceae и Asteraceae. Среди споровых растений по-прежнему господствуют сфагновые мхи, достаточно большое участие папоротников сем. Polypodiaceae. Содержание других компонентов невелико.

Спорово-пыльцевой комплекс V. В спектре доля споровых растений преобладает. Несколько меньше пыльцы древесных растений. Количество трав в комплексе постепенно снижается. Среди пыльцы древесных растений доминирует пыльца представителей хвойных, в основном за счет пыльцы *Pinus sylvestris* (до 37%), участие *Piceae* sp. постепенно возрастает и составляет около 29%. Представители мелколиственных пород встречаются в меньшем количестве. Единично отмечена пыльца широколиственных пород, представленная *Tilia* sp. В составе пыльцы травянистых растений постоянно присутствуют Ericaceae, Poaceae, Cyperaceae, пыльца ксерофитов (*Artemisia* sp., Chenopodiaceae). Участие ксерофитных элементов достигает 34%. Мезофильное разнотравье довольно разнообразно. В небольшом количестве встречен *Typha* sp. (рогоз) – растение, живущее в озерах или образующее прибрежные заросли. Среди споровых растений господствует *Sphagnum* sp. Содержание папоротников из сем. Polypodiaceae достаточно велико. Присутствуют плауны: *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. annotinum*. Единичны *Botrychium* sp., *Selaginella selaginoides*.

Спорово-пыльцевой комплекс VI. По-прежнему доминируют пыльца древесных растений и споры. Количество трав невелико. Среди пыльцы древесных пород преобладают то пыльца сосны *Pinus sylvestris* (более 37%), то *Betula* sp. (около 39%). Достаточно велико участие *Piceae* sp. – около 26%. Состав травянистых растений остается довольно постоянным в пределах всей зоны. Отмечены злаки, все время присутствуют полыни, маревые. Разнотравье представлено Ranunculaceae, Rosaceae, Polygonaceae, Caryophyllaceae, Valerianaceae, Asteraceae. Среди споровых господствуют сфагновые мхи, папоротники сем. Polypodiaceae.

Спорово-пыльцевой комплекс VII. В общем составе спектра доля споровых растений преобладает. Несколько меньше пыльцы древесных растений. Участие трав в комплексе невелико. Среди пыльцы древесных доминируют представители хвойных растений. Доля пыльцы мелколиственных деревьев уменьшается. Среди травянистых растений немногочисленны злаки, полыни, маревые, вересковые Ericaceae. Состав мезофильного разнотравья сохраняется и по своему составу близок таковому в комплексе VI. Среди споровых господствуют сфагновые мхи.

Спорово-пыльцевой комплекс VIII. Пыльца древесных растений и споры преобладают. Количество трав возросло. Среди пыльцы древесных доминируют представители хвойных растений. Состав травянистых растений остается довольно постоянным. Отмечены злаки, все время присутствуют полыни (до 17%), маревые. Среди споровых по-прежнему господствуют сфагновые мхи, папоротники сем. Polypodiaceae.

Спорово-пыльцевой комплекс IX. В общем составе спектра преобладают то древесные, то споровые растения. Участие трав в комплексе невелико. Среди пыльцы древесных растений доминирует пыльца представителей хвойных. Среди них доля пыльцы ели *Piceae* sp. достигает 48%. Участие пыльцы *Pinus sylvestris* составляет около 34%. Представители семейства Betulaceae встречаются в значительно меньшем количестве. Пыльца широколиственных пород представлена единичной пыльцой *Carpinus* sp. В составе пыльцы травянистых рас-

тений отмечены Eгісасеае, Роасеае, пыльца ксерофитов. Мезофильное разнотравье довольно разнообразно. Среди споровых растений господствует *Sphagnum* sp. Содержание папоротников из сем. Polypodiaceae достаточно велико (почти 24%). В небольших количествах присутствуют плауны. Единично отмечены *Botrychium* sp., *Selaginella selaginoides*, зеленые мхи.

**Спорово-пыльцевой комплекс X.** В общем составе спектра преобладают споровые растения, несколько меньше пыльцы древесных пород. Участие трав возрастает.

Полученные комплексы позволяют проследить следующую смену палинологических зон:

I фаза (комплексы I-IV) – разреженные лесные сообщества, в условиях лесотундровой зоны – еловые, сосновые, березовые, сосново-березовые редколесья и разнообразные кустарниковые группировки. Значительно развиты травянистые ассоциации из мезофильного разнотравья, болотные формации.

II фаза (комплекс V) – лесные формации, состоящие в основном из сосны со значительным участием ели и березы и единичными широколиственными породами.

III фаза (комплексы VI-VIII) – сосновые, сосново-елово-березовые, березовые леса.

IV фаза (комплекс IX) – темнохвойные леса с господством ели и сосны, с примесью березы и единичным участием широколиственных пород.

V фаза (комплекс X) – сосновые, сосново-березовые, березовые леса, в которых береза представлена в основном кустарниковыми формами.

Таким образом, состав растительности отражает флору лесного типа в межледниковых условиях. Комплексы позволяют выделить два климатических оптимума: в нижнем оптимуме выше участие пыльцы *Pinus sylvestris* и единичные широколиственные породы; в верхнем климатическом оптимуме преобладает пыльца *Piceae* sp. и *Pinus sylvestris* с единичными широколиственными породами. Все это, а также эпизодически встречающаяся пыльца *Piceae* sect. *Omorica*, присутствие большого количества ксерофитных растений позволяют условно отнести данные отложения к родионовскому горизонту.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ РАН 14 «Состояние окружающей среды и прогноз ее динамики под влиянием быстрых глобальных и региональных природных и социально-экономических изменений».

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дурягина Д.А., Коноваленко Л.А. Палинология плейстоцена Северо-Востока европейской части России. – СПб.: Наука, 1993. – 124 с.

## ИЗОТОПНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ( $\delta^{18}\text{O}$ , $\delta^{13}\text{C}$ ) ЧЕТВЕРТИЧНЫХ КАРБОНАТОВ БЕЛАРУСИ И ПОТЕНЦИАЛ ИНДИКАЦИИ ПРИРОДНЫХ ПАЛЕООБСТАНОВОК

Махнач Н.А.

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт, Минск, nmahnach@geology.org.by

## ISOTOPE SPECIALIZATION ( $\delta^{18}\text{O}$ , $\delta^{13}\text{C}$ ) OF QUATERNARY CARBONATES FROM BELARUS AND POTENTIAL OF PALAEOENVIRONMENTS INDICATION

Makhnach N.A.

Belarusian Research Geological Exploration Institute, Minsk

В настоящей публикации на примере Беларуси (с привлечением данных по восточной Польше) анализируется региональная специфика варьирования величин  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в различных плейстоценовых и голоценовых аутигенных карбонатных образованиях.

**Педогенные карбонаты** (крупные ризокреции; «чехлики», обволакивающие нитевидные корешки; эллипсоидальные конкреции; кутаны) извлечены из дневных дерново-подзолистых почв в 27 пунктах. Эллипсоидальные конкреции, стержневидные стяжения, фрагменты сцементированных горизонтов взяты из подпочвенной части (с гл. 4–30 м) сожских (московских, вартинских) **моренных и флювиогляциальных отложений** в 18 пунктах. Позднеледниковые и голоценовые **озерные и источниковые карбонаты** (мел, известковый сапропель, мергель) отобраны из восьми залежей: 1) из оз. *Нарочь* (мощность 330 см, возраст атлантика – современность, 54°53' с.ш., 26°41' в.д.); 2) из оз. *Сергеевское* (500 см, конец беллинга – современность, 53°31' с.ш., 27°46' в.д.); 3) из оз. *Теклицы* (275 см, пребореал – суббореал-1, 54°56' с.ш., 28°30' в.д.); 4) из оз. *Оконо* (245 см, поздний дриас – суббореал-1, 54°50' с.ш., 28°32' в.д.); 5) из оз. *Лозовики* (280 см, пребореал-2 – атлантика-1, 55°16' с.ш., 28°07' в.д.); 6) из погребенной под делювием залежи *Птичь* (220 см, аллеред – атлантика-1, 53°48' с.ш., 27°25' в.д.); 7) из по-

гребенной под торфом залежи *Мощное* (220 см, бореал – атлантика, 53°43' с.ш., 27°12' в.д.); 8) из погребенной под пойменным аллювием залежи *Адров* (245 см, аллеред – бореал, 54°31' с.ш., 30°18' в.д.). Техногенные натечные образования (эфимерные сталактиты, формирующиеся на нижних поверхностях бетонных мостов и карнизов, а также соответствующие им сталагмиты) опробовались в г. Минске и в пределах загородных ландшафтов. Поскольку в таких продуктах карбонатизации бетона (портландита) углерод имеет исключительно атмосферное происхождение, можно было ожидать, что в соотношениях  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  городских сталактитов и сталагмитов записано техногенное облегчение изотопного состава воздушного углерода. Во многих пунктах исследования отбирались аллохтонные (морские, преимущественно девонские и меловые) карбонаты гравийной фракции.

Статистические характеристики изотопного состава перечисленных разностей нанесены на диаграмму в координатах « $\delta^{18}\text{O} - \delta^{13}\text{C}$ » (рис. 1). Ее примечательные черты сводятся к следующему.

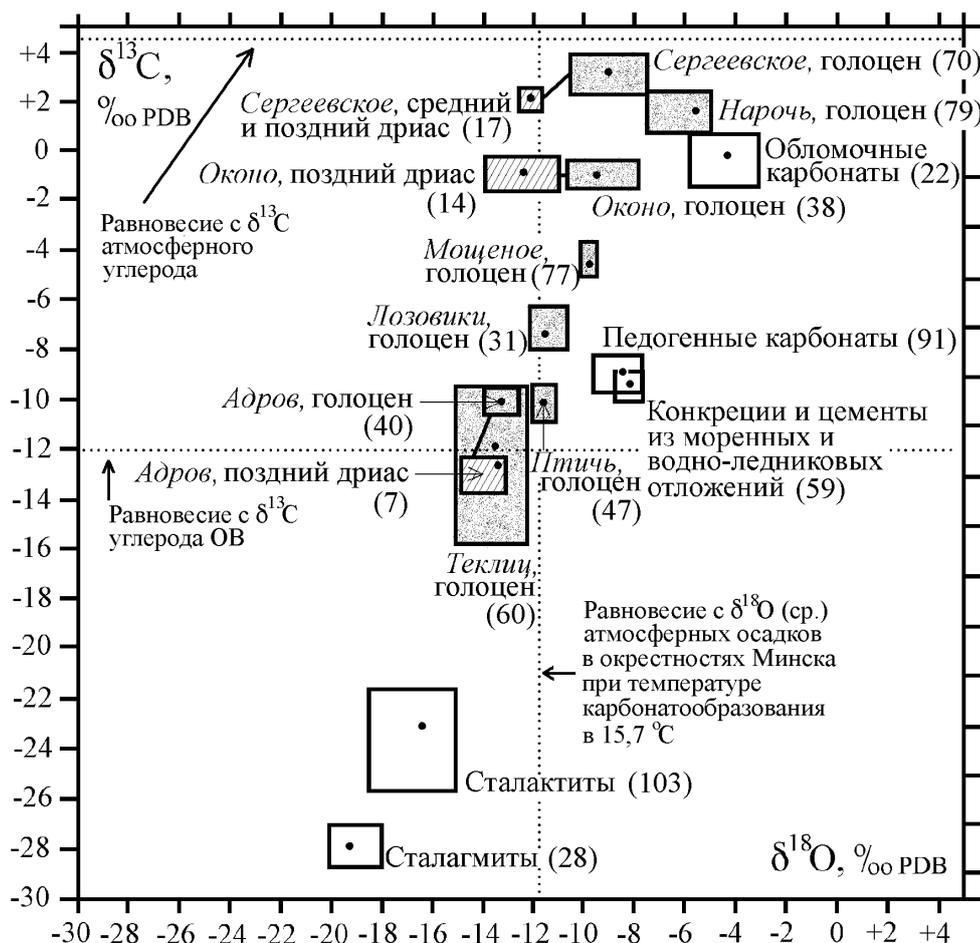


Рис. 1 Диаграмма в координатах « $\delta^{18}\text{O} - \delta^{13}\text{C}$ » с нанесением данных по аутигенным карбонатам различного генезиса и возраста. В скобках – объемы выборок. Средние величины отображены точками. Стороны прямоугольников показывают значения первой и третьей кватили. Названия озерных залежей выделены курсивом.

Среди рассматриваемых объектов наиболее тяжелыми по кислороду ( $-4,3\text{‰}_{\text{PDB}}$  в среднем) оказались обломочные карбонаты, которым присущи «нормально морские» значения  $\delta^{13}\text{C}$  (в среднем  $-0,2\text{‰}_{\text{PDB}}$ ).

Средняя величина  $\delta^{18}\text{O}$  педогенных карбонатов ( $-8,3\text{‰}$ ) на  $3,5\text{‰}$  выше равновесной с  $\delta^{18}\text{O}$  среднегодовых атмосферных осадков в центральной Беларуси ( $-11,8\text{‰}_{\text{SMOW}}$ ) при температуре кальцитообразования в  $15,7\text{ °C}$ . Это объясняется утяжеляющим воздействием обломочной карбонатной примеси и внутрисочвенным испарением воды. Заметим, что кальциты из хорошо удерживающих воду глинистых и суглинистых разностей почв на нижних элементах почвенных катен имеют величины  $\delta^{18}\text{O}$ , близкие к  $-11\text{‰}$  и являются изотопно равновесными с  $\delta^{18}\text{O}$  среднегодовых атмосферных осадков при температуре минералообразования в безморозный период (около  $12\text{ °C}$ ). В составе углерода педогенных кальцитов ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{cp}} = -8,8\text{‰}$ ) доминирует его органогенная разность при наличии в среднем около 25-30% литогенного и атомогенного углерода.

Аутигенные карбонаты из подпочвенной части моренных и флювиогляциальных отложений по изотопному составу ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{cp}} = -8,0\text{‰}$ ;  $\delta^{13}\text{C}_{\text{cp}} = -9,3\text{‰}$ ) близки к педогенным. Однако, если осреднить минимальные

для каждого участка опробования значения изотопного состава кислорода (полагая, что они получены по образцам с минимальной контаминацией тяжелыми обломочными карбонатами), то характерная величина  $\delta^{18}\text{O}$  для конкреций из морен оказывается равной  $-9,2\text{‰}$ . Она соответствует выпадению минерала из раствора при среднегодовой температуре воздуха в  $5,5\text{ °C}$  в толще с такой же температурой. Это именно такой кальцит, который теоретически должен образовываться на глубине нескольких метров или десятков метров в окрестностях Минска. Из этого вытекает, что температура воздуха в период образования конкреций (по-видимому, муравинское межледниковье или муравинское межледниковье и голоцен) была весьма близка к современной. Интересно, что в карбонатах, локализованных значительно ниже почвы, доминирует не литогенный, а органический углерод (около 80%). Из этого следует, что: а) карбонатные цементы из вадозной и фреатической зон являются существенным долговременным стоком органического (изначально атмосферного) углерода, одного из компонентов парниковых газов; б) подземные воды из карбонатных четвертичных коллекторов могут быть корректно датированы методом  $^{14}\text{C}$  с учетом поправки (часто незначительной) на величину  $\delta^{13}\text{C}$ , т. е. на долю «мертвого» литогенного углерода; в) анализ соотношений  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  в водах и цементах из водоносных горизонтов позволяет оценивать долю литогенного  $\text{HCO}_3$  в растворе, одного из наиболее неопределенных показателей, необходимых для расчета подземной химической денудации.

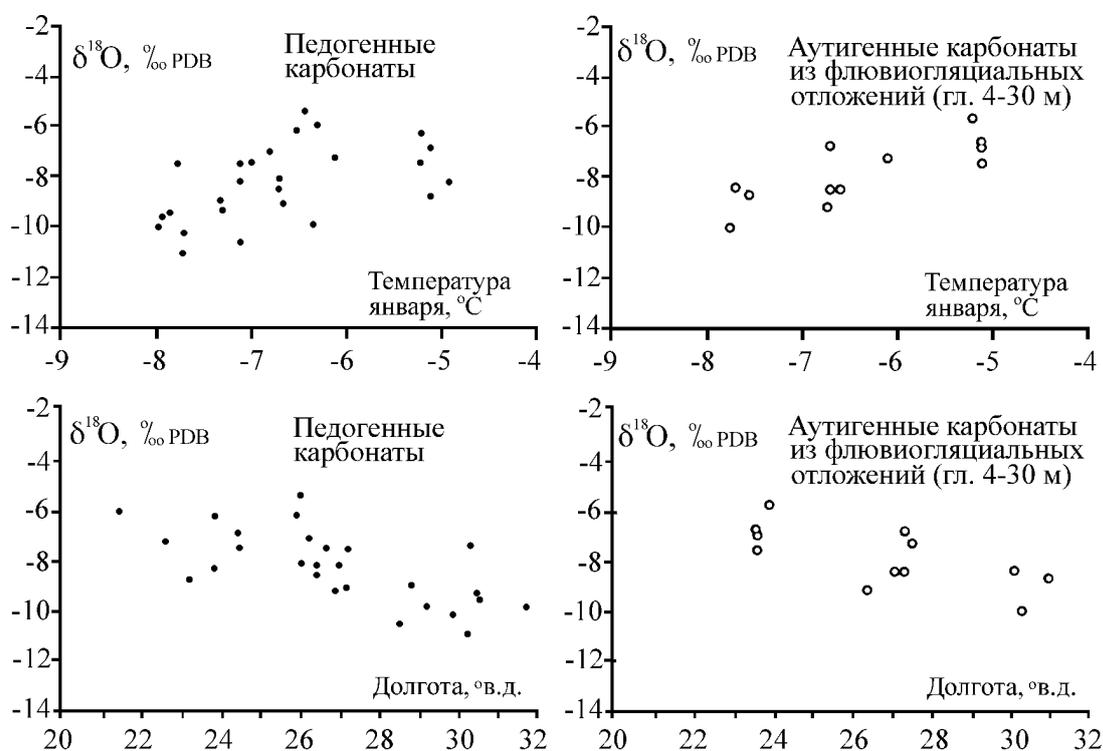


Рис. 2. Зависимость величины  $\delta^{18}\text{O}$  современных педогенных карбонатов и карбонатных конкреций и цементов из сожских флювиогляциальных отложений от средней январской температуры воздуха в пунктах опробования и географической долготы пунктов опробования.

В группе озерных карбонатов характерные величины  $\delta^{13}\text{C}$  варьируют от равновесных ( $+4 - +5\text{‰}$ ) или почти равновесных с атмосферным углеродом (*Сергеевское, Нарочь, Оконо*) до равновесных с почвенным (органическим) углеродом (около  $-12\text{‰}$ ), как в залежах *Птичь* и *Адров*. В общем, величина  $\delta^{13}\text{C}$  связана обратной зависимостью со степенью проточности озерных и источниковых систем и может являться индикатором скорости водообмена (например, при исследовании карбонатных отложений межледниковых палеоводоемов). В одной из залежей (*Теклицы*) отмечен аномально легкий углерод (до  $-27,2\text{‰}$ ), индицирующий процессы сульфатредукции (и, следовательно, придонную аноксию). Изотопный состав кислорода голоценовых кальцитов равновесен с  $\delta^{18}\text{O}$  атмосферных осадков центральной Беларуси в проточных системах (*Птичь, Лозовики*). Он несколько легче в карбонатах из озер с заболоченными водосборами (*Теклицы, Адров*), что, вероятно, объясняется длительной разгрузкой талых снеговых вод из болот (вплоть до сезона активного фотосинтеза и карбонатообразования). В голоценовых карбонатах застойных озер (*Сергеевское, Нарочь, Оконо*) величины  $\delta^{18}\text{O}$  особенно высоки в силу испарительного эффекта. Например, в некоторых образцах из залежи оз. *Нарочь* (вре-

мя пребывания воды 13 лет) отмечен изотопный состав, типичный для морских карбонатов ( $\delta^{18}\text{O}$  до +1,7‰). В тех разрезах (*Сергеевское, Оконо, Адров*), для которых возможно сравнение карбонатов голоцена и позднеледниковых стадиялов (среднего и позднего дриаса), последние всегда имеют более легкий изотопный состав кислорода, что указывает на пониженные температуры воздуха. Большой разброс значений  $\delta^{18}\text{O}$  в голоценовых озерных кальцитах Беларуси предполагает возможность индикации температурных условий образования погребенных карбонатных осадков межледниковой и межстадиалов только путем совместного рассмотрения соотношений  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  и  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ . Так, значения  $\delta^{18}\text{O}$ , существенно превышающие -12 – -11‰, могут быть индикаторами климата более теплого, чем ныне, только на фоне величин  $\delta^{13}\text{C}$ , близких к равновесию с органическим углеродом. Величины  $\delta^{18}\text{O}$  ниже -12 – -11‰, сопутствующие значениям  $\delta^{13}\text{C}$ , недалеким от равновесия с атмосферным углеродом, индицируют более низкие, чем в голоцене, температуры воздуха.

Аномально легкий изотопный состав (как кислорода, так и углерода) выявлен в эфемерных сталактитах и сталагмитах, что связано с сильным кинетическим эффектом при ураганном осаждении кальцита (рН в растворе может достигать 12). Поэтому индикация техногенной добавки в городскую атмосферу изотопно-легкого углерода от сжигания топлива вряд ли возможна путем изучения кальцитовых натеков на бетонном субстрате. Сталагмиты имеют более низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ , чем сталактиты, что обусловлено осаждением значительных долей  $^{18}\text{O}$  и  $^{13}\text{C}$  на верхнем члене пары. Такой механизм, по-видимому, надо иметь в виду при палеоклиматических реконструкциях на основании анализа изотопного состава природных спелеотем.

Потенциал индикации обстановок литогенеза, в общем виде отраженный на диаграмме « $\delta^{18}\text{O}$  -  $\delta^{13}\text{C}$ », может быть детализирован на нескольких примерах. Из рисунка 2 следует, что значения  $\delta^{18}\text{O}$  современных педогенных карбонатов и карбонатов из сожских флювиогляциальных отложений принципиально сходным образом зависят от температуры января и долготы пунктов опробования, что связано с совместным воздействием континентального и воздушно-температурного эффекта фракционирования изотопов.

На основании корреляции пиков, сдвигов и трендов, видимых на шести белорусских кривых  $\delta^{18}\text{O}$  озерного и источникового кальцита, с событиями, распознаваемыми в надежно датированной изотопно-кислородной кривой воды гренландского ледника (скважина GISP 2) [1], была предложена модель климатических изменений в позднеледниковье – голоцене Беларуси. Модель подробно описана в [2]. Основные же выводы, вытекающие из нее, таковы. Вариации  $\delta^{18}\text{O}$  в кальците белорусских озерных отложений являются результатом комбинированного воздействия изменений температуры воздуха и эффективной влажности климата. Потепление и/или аридизация вызывают утяжеление, а похолодание и/или усиление гумидности – облегчение изотопного состава кислорода кальцита. Белорусские кривые  $\delta^{18}\text{O}$  кальцита и точно датированная изотопно-кислородная (палеотемпературная) кривая скважины GISP 2 (вода гренландского ледника) на значительных своих отрезках имеют качественно подобные очертания и могут быть синхронизированы при допущении систематической удревненности изначальных (радиоуглеродных) хронологических моделей белорусских разрезов вследствие эффекта жесткой воды. Из этого следует, что: а) в Беларуси относительно теплым климатическим этапам позднеледниковья – голоцена была, как правило, свойственна пониженная эффективная влажность, а относительно холодным – повышенная; б) динамика климата Беларуси и более западных частей Европы характеризовалась существенной когерентностью. Выделен и датирован ряд изотопно-кислородных (палеоклиматических) событий, среди которых наиболее ярко выражены: среднедриасовое похолодание (около 14200-13900 кал. л. н.); аллередское потепление (13900-12800/12700 кал. л. н.); позднеледниковое похолодание (12800/12700-11600/11500 кал. л. н.); холодная и/или влажная фаза 9000-8600 кал. л. н.; теплая и сухая фаза 8600-8300 кал. л. н.; сильное холодное событие 8300-8100 кал. л. н.; преимущественно аридный период максимальных температур 8100-4700 кал. л. н., включающий относительно холодную и влажную фазу 6400-5350 кал. л. н.; длительный тренд похолодания и увлажнения 5200-2100 кал. л. н.; теплый и/или сухой эпизод 2100-1400 кал. л. н.; тренд похолодания и увлажнения с 1700 кал. л. н. по настоящее время.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. The Greenland Summit Ice Cores CD-ROM. Available from the National Snow and Ice Data Center, University of Colorado at Boulder, and the World Data Center A for Paleoclimatology, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado. – 1997.
2. Махнач Н.А., Зерницкая В.П. Климатические изменения в позднеледниковье - голоцене Беларуси (по данным изотопно-геохимического исследования аутигенного озерного кальцита) // *Вестник Брэсцкага ўніверсітэта*. – 2010. – №. 2. – С. 81-94.

**КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

**Машуков А.В., Машукова А.Е.**

*Сибирский федеральный университет, Красноярск, AVMashukov@sfu-kras.ru*

**THE COMPLEX SURVEY OF QUATERNARY DEPOSITS**

**Mashukov A.V., Mashukova A.E.**

*Siberian Federal University, Krasnoyarsk*

Известно, что магнитное состояние горных пород в значительной мере обусловлено видом остаточной намагниченности  $I_n$  ферромагнитной фракции. Она создаётся магнитной предысторией породы и предопределяет их дифференциацию по магнитной жесткости [1, 2]. В образовании  $I_n$  большая роль принадлежит соединениям железа.

С целью оценки условий, определяющих специфику  $I_n$ , методами механического вращательного момента, мёссбауэровского и рентгеноструктурного анализов [3], исследовались отложения р. Енисей. Размагничивание переменным магнитным полем и измерение  $I_n$  проводилось по общепринятой методике. Параметром, характеризующим стабильность  $I_n$  по отношению к размагничивающему переменному магнитному полю, была выбрана величина переменного магнитного поля, вдвое уменьшающая  $I_n$ . Измерение магнитной анизотропии проведено методом вращательных моментов в магнитных полях от нескольких эрстед до 16 кЭ. Снятые кривые разложены в ряд Фурье:

$$T = T_0 + T_1 \sin\theta + T_2 \sin 2\theta + T_3 \sin 3\theta + T_4 \sin 4\theta.$$

Члены  $T_1 \sin\theta$ ,  $T_2 \sin 2\theta$ ,  $T_4 \sin 4\theta$  определяют симметрию магнитной анизотропии. Величины  $T_1$ ,  $T_2$ ,  $T_4$  характеризуют амплитуды;  $\sin\theta$ ,  $\sin 2\theta$ ,  $\sin 4\theta$  - фазы однонаправленной, одноосной и двуосной анизотропии, т.е. кривые с периодом  $2\pi$ ,  $\pi$ ,  $\pi/2$ . При исследовании массивных ферромагнетиков смена периодичности механического вращательного момента рассматривается как переход вектора намагниченности от связи с кристаллической решеткой к связи с внешним полем. Величина этого поля определяется по максимальному значению гармоники  $T_1$  и названа полем срыва  $H_d$ .

Другой характеристикой полевой зависимости, определяемой в полях насыщения, является константа одноосной анизотропии  $K$ . Константа анизотропии является некоторой эффективной величиной, поскольку в горных породах возможно присутствие всех видов энергетической анизотропии [2].

По площади, заключенной между кривыми вращательного момента прямого и обратного хода электромагнита, подсчитывались потери на вращательный магнитный гистерезис. Кривая полевой зависимости потерь имеет пикообразную форму, её характерными точками являются величина максимальных потерь ( $W_m$ ) и магнитное поле ( $H_w$ ), соответствующее этому максимуму.

В таблице 1 приведены магнитные характеристики образцов с аналогичным размером частиц, пересажженных в магнитное поле Земли без предварительной лабораторной предыстории.

Таблица 1.

Осадки	$\tilde{H}_{\frac{1}{2}}$ , Э	$H_d$ , Э	$K$ , Дж/м <sup>3</sup>	$W_m$ , Дж/м <sup>3</sup>	$H_w$ , Э
Четвертичные отложения	200	250	75,0	140,0	2800
Искусственные осадки с зёрнами:					
	а) Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	30	180	230	1800
б) Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	700	50	180	20,2	9000

$\tilde{H}_{\frac{1}{2}}$  - величина переменного магнитного поля, вдвое уменьшающего  $I_n$ .

Магнитные характеристики четвертичных отложений (табл. 1) резко отличаются от соответствующих параметров осадков с зёрнами Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Экспериментальные данные показывают, что величина поля  $H_w$  не зависит от концентрации ферромагнитной фракции, а зависит от вида ферромагнетика.

Рентгеновский метод прямых полюсных фигур свидетельствует о том, что величина константы контролируется не только анизотропией формы, но и кристаллографическим упорядочением зёрен в осадках. Ферромагнетизм как кооперативное явление контролируется температурой среды [4]. Поэтому многие параметры имеют характерные температурные зависимости. В качестве дополнительного разрушающего фактора  $I_n$  ис-



пользовалась температура.

В табл. 2 приведены величины относительной намагниченности  $J/J_0$  четвертичных отложений при различной температуре.

Таблица 2.

$J/J_0$	0.95	0.99	0.95	0.96	0.93	0.93	0.75	0.7	0
Температура °С	100	200	300	350	400	450	500	550	595

Для выяснения минералов-носителей намагниченности, методом магнитной сепарации было выделено три фракции: сильномагнитная (1), слабомагнитная (2) и немагнитная (3) (табл. 3).

Таблица 3.

Содержание в образцах, %	Фракции			Параметры сверхтонких взаимодействий		
	1	2	3	$H, \frac{kA}{m}$	$\Delta, \text{мм/с}$	$\delta, \text{мм/с}$
$Fe_3O_4$ , октаэдр. тетраэдр.	$87,3 \pm 0,2$	–	–	$3,9 \cdot 10^4$ $3,9 \cdot 10^3$	0,525 0,925	– –
$Fe_2O_3$	$0,7 \pm 0,7$	$21,3 \pm 0,7$	–	$4,1 \cdot 10^4$	0,424	–
FeO	$4,7 \pm 0,3$	$36,4 \pm 0,1$	$53,1 \pm 0,05$	–	0,677	0,505
FeOОН	$8,0 \pm 0,2$	$42,3 \pm 0,2$	$46,9 \pm 0,05$	–	1,434	2,525

Параметры образцов по данным мёссбауэровской спектроскопии:  $H$  – эффективное магнитное поле на ядрах железа;  $\Delta$  – изомерный сдвиг;  $\delta$  – квадрупольное расщепление.

Из табл. 3 видно, что во фракции (1) основным железосодержащим минералом является магнетит. Гематит, вероятно, локализован на поверхности зерен магнетита. Изомерные сдвиги свидетельствуют о различном локальном окружении излучающих и поглощающих ядер и различной валентности ионов железа. Носителями намагниченности фракции (2) являются зерна гематита. Величины  $\Delta$  и  $\delta$  указывают на сильную нестехиометрию вюститы. Соединения FeOОН и FeO не дают вклада в остаточную намагниченность. Параметры  $\Delta$  и  $\delta$  идентичны таковым для слабомагнитной фракции.

Температурный рентгенофазовый анализ показал, что фракция 1 при нагревании до 100 °С теряет некоторую фазу, находившуюся при комнатной температуре в достаточном количестве. При дальнейшем нагревании до 300 °С происходит уменьшение интенсивности рефлексов (линия 35/2 $\theta$ ), а затем её рост до 580 °С. На рентгенограммах фракции 3 изменяется содержание фаз, принадлежащих матрице.

Как следует из табл. 1 и 3, высокая магнитная стабильность  $I_n$  по отношению к размагничивающим переменным и вращающимся магнитным полем может быть обусловлена за счёт локализации  $Fe_2O_3$  в пленочном состоянии на поверхности зёрен магнита. Это в свою очередь приводит к обменной анизотропии. Об этом свидетельствует наличие гармоник  $2\pi$  в полях 250 Э и отсутствие её в этих полях у образцов с зёрнами  $Fe_3O_4$  и  $Fe_2O_3$ .

Проведенные исследования показывают перспективность применения комплексных исследований в минералогии. Мёссбауэровские спектры позволяют оценить типы магнитных минералов в сложных соединениях. Идентификация железосодержащих природных минералов способствует выявлению стабильности остаточной намагниченности в геологических масштабах времени.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. – М.: Недра, 1967. – 251 с.
2. Трухин В.И. Введение в магнетизм горных пород. – М.: изд-во Моск. ун-та, 1973. – 205 с.
3. Химическое применение мёссбауэровской спектроскопии / Гольданский В.И. (ред.). – М.: Мир, 1970. – 279 с.
4. Вонсовский С.В. Магнетизм. М.: Наука, 1971. – 1032 с.

## **ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ КАЛУЖСКОЙ ОБЛАСТИ**

**Медведева С.Г.**

*ООО НПП «ЦЕНТР-НЕДРА», Калуга, twelanis@mail.ru*

## **QUATERNARY DEPOSITS AND CONSTRUCTION MATERIALS' DEPOSITS IN THE KALUGA REGION**

**Medvedeva S.G.**

*«CENTER-NEDRA» LTD, Kaluga*

Четвертичные отложения на территории Калужской области распространены повсеместно, отсутствуют лишь на небольших участках обрывистых склонов речных долин. Они представлены двумя разделами – плейстоценом и голоценом. В плейстоцене выделяются четыре моренных горизонта, принадлежащих самостоятельным оледенениям и разделяющихся водно-ледниковыми отложениями. Наиболее широко развиты ледниковые и водно-ледниковые отложения трех последних оледенений – московского, окского и донского. Более древние сугуньские отложения имеют ограниченное распространение и сохранились, в основном, в понижениях дочетвертичного рельефа. В речных долинах и озерных котловинах развиты аллювиальные и озерные отложения, слагающие надпойменные террасы и пойму; на водоразделах широко распространены субаэральные образования. На поверхности моренных и флювиогляциальных равнин и в долинах рек развиты современные болотные отложения.

Изменение мощности четвертичных отложений связано с гипсометрией их ложа и интенсивностью ледниковой аккумуляции. Средняя мощность четвертичных образований составляет 40-60 м. В пределах древних долин, ложбин выпахивания и в области развития конечных и напорных морен она обычно возрастает, максимальная мощность – 118 м (д. Глазово), минимальные мощности 5-20 м отмечены на юго-востоке области [1]. Основная часть строительных песков и песчано-гравийных смесей, добываемых в Калужской области, приурочена к отложениям четвертичного возраста различного генезиса – аллювиальным, флювиогляциальным, зандровым, озовым и камовым образованиям.

Самыми многочисленными в области являются месторождения суглинков и глин, с давних пор использовавшихся для производства обыкновенного полнотелого кирпича либо черепицы. В конце 50-х – начале 60-х годов в области работало около трех десятков кирпичных заводов в райцентрах и многих крупных селах. В настоящее время разрабатывается не более десяти. Наиболее подходящими по качественным показателям для кирпичного производства являются так называемые покровные суглинки, приуроченные к верхнечетвертичным отложениям нерасчлененного комплекса субаэральных образований перигляциальной зоны.

Хорошими песками область относительно бедна. Лишь в 11 районах из 24 имеются преимущественно мелкие и очень мелкие месторождения песков. В Бабынинском, Мещовском и Спас-Деменском районах месторождения песков отсутствуют. Природные пески, приуроченные к четвертичным отложениям, в большинстве относятся ко II-ой группе мелких песков. После дополнительной технологической обработки, состоящей зачастую из отсева гравийной фракции, пески используются при производстве кладочных и штукатурных растворов, силикатного кирпича, бетона, а также при дорожном строительстве.

Однако в области выявлены единичные месторождения стекольных песков, приуроченные к аллювиальным отложениям надпойменных террас р. Жиздры (Березичское месторождение с запасами по категории А+В+С на начало отработки 2,5 млн. т) и р. Серены (месторождения Круча с запасами по категории А+В+С 2,1 млн. т и Рессетинские Дворики с запасами по категории А+В+С 1,49 млн. т). Среднее содержание в них SiO<sub>2</sub> 97,4-99,0%, при этом содержание красящих окислов составляет для Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,05-0,19 % и для TiO<sub>2</sub> 0,02-0,08 % [1].

Положение в области с песчано-гравийным материалом еще более острое, чем с песками. Месторождения этого материала связаны либо с краевыми ледниковыми и озо-камовыми отложениями, развитыми преимущественно в северо-западной части области (Спас-Деменское, Пустовское, Захаринское и некоторые другие месторождения), либо с аллювиальными отложениями р. Суходрева (Лисенское, Тауровское, Желудовское, Сетуньское, Санталовское, Карамыщевское – ныне выработанные), р. Угры (Сабельниковское) и р. Оки (район Калуги, Кузьмищевское месторождение в Тарусском районе). Песчано-гравийные смеси в естественном сложении используются в качестве балласта автомобильных и железных дорог; гравий-отсев после удаления глинистых и пылеватых частиц идет в бетоны, пески-отсевы – в строительные растворы. Минеральный состав гравийной фракции чрезвычайно пестрый – граниты, песчаники, гнейсы, сланцы, известняки и кремни.

Среди месторождений песчано-гравийного материала целесообразно выделить группу месторождений, приуроченных к отторженцам ниже-, среднекаменноугольных известняков, перемещенных и переотложенных ледником во время московского оледенения в зоне развития морены напора (рис. 1). Данные месторож-



Рис. 1. Карьер Рагозино-2.

дения имеют локальное распространение на самом севере Калужской области в Боровском районе. В рельефе напорно-моренные образования фиксируются по положительным формам рельефа, слагая спонтанно расположенные холмы с господствующими высотными отметками (рис. 2). Морфологически залежи в подавляющем большинстве представляют собой отторженцы доломитизированных известняков, неравномерно выветрелых и разбитых трещинами. Перекрываются моренными и покровными суглинками, подстилаются одновозрастными моренными суглинками московского горизонта (рис. 3). Длительное время эти известняки считались коренными благодаря сохраненной субгоризонтальной слоистости. Площади уже разрабатываемых отторженцев составляют от 3 до 7 га при мощности в 16-25 м. Особенностью полезной толщи месторождений данного типа является повышенное содержание однотипного по минералогическому составу щебня – около 60% и практически полное отсутствие классического песка-отсева. Примерно 40% от горной массы составляет доломитовая либо известняковая мука [2].

Особый интерес представляет строение господствующей высоты в районе д. Рагозино, имеющей отметку 242,3 м. По результатам разведочных работ выявлено наличие двух разностадийных отторженцев, частично наложенных друг на друга. Причем верхний, более поздний, отторженец мощностью от 16,0 до 20,5 м сложен известняками каширского горизонта среднего карбона и имеет переслаивание более крепких доломитизированных известняков и мергелей, по всему разрезу встречается достаточное количество кремней, в основном темно-серого до черного цвета с характерной белой коркой. Нижний же отторженец мощностью от 7,0 до 11,5 м сложен известняками протвинского горизонта нижнего карбона – чрезвычайно крепкими сильно окремненными, окварцованными, кавернозными, пестроцветными.

Долгое время данные месторождения обрабатывались в основном стихийными карьерами, о чем свидетельствуют немалое количество выемок в этом районе. Начиная с конца 80-х гг. XX в., плановая обработка стала осуществляться на месторождении Рагозино-1 [3], и только в последнее время было обращено внимание на месторождения, приуроченные к отторженцам, залегающим в морене напора. Стоит отметить, что одним из достоинств месторождений такого типа является возможность обработки залежи исключительно экскаваторным способом, без применения буровзрывных работ. Кроме того, запасы таких месторождений составляют, как правило, 1-3 млн. м<sup>3</sup>, что не может не представлять интереса для добывающих организаций, поскольку обычно запасы месторождений песчано-гравийного материала не превышают 0,7-0,9 млн. м<sup>3</sup>.



РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И КЛИМАТ САХАЛИНА В РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, [yurimikishin@fegi.ru](mailto:yurimikishin@fegi.ru)

VEGETATION AND CLIMATE OF SAKHALIN IN THE EARLY HOLOCENE

Mikishin Yu.A., Gvozdeva I.G.

Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok

Наступление раннего голоцена на Сахалине фиксируется началом формирования наиболее древних из существующих ныне торфяников, которое мы, вслед за М.И. Нейштадтом [1, 2], принимаем за начало голоцена. К настоящему моменту времени на Сахалине изучено более 15 разрезов, основание которых сложено нижнеголоценовыми отложениями (рис. 1). Они исследованы спорово-пыльцевым анализом и для них имеется более 40 радиоуглеродных датировок. Полученные данные позволили существенно уточнить картину палеогеографического развития территории в раннем голоcene.



Рис. 1. Разрезы торфяников Сахалина с изученными нижнеголоценовыми отложениями. 1 – Вавайский-I-IV [3]; 2 – Пензенский-III [4]; 3 – Туманово-II; 4 – Орокесская терраса [5]; 5 – Лермонтовка-I-II, 6 – Владимировский разрез [6]; 7 – Хой-II; 8 – Хузи; 9 – Лонгари; 10 – Кхое [7]; 11 – Хоз; 12 – Уанди [8]; 13 – Уанди-II-IV [9]; 14 – Погиби-II; 15 – Schmidt Peninsula [7].

К началу раннего голоцена, около 12 тыс. радиоуглеродных л. н. (календарный возраст около 14 тыс. л. н.), Сахалин представлял собой полуостров, соединённый в северной части с материком широкой, более 300 км, равнинной территорией. Южная его окраина, скорее всего, ещё была связана с о. Хоккайдо посредством узкого (10-20 км) перешейка на месте центральной части пролива Лаперуза. Уровень моря к этому времени не превышал отметок 45-50 м ниже современного его положения.

Первое раннеголоценовое потепление климата, отвечающее аллерёду, согласно модифицированной шкале периодизации голоцена Блитта-Сернандера-Нильсона [10, 11], привело к распространению лесной растительности. Она была представлена, преимущественно лиственничными и лиственнично-берёзовыми лесами, потеснившими заросли фригидных кустарников (кедровый стланник, ольховник, кустарниковые берёзы), господствовавших в позднеледниковое время, как на севере, так и на юге острова. Впервые в голоcene в растительности Сахалина в незначительном количестве появляется ель. Климатические условия оставались прохладнее и суше современных. Событие контролируется серией радиоуглеродных дат в интервале 11000-11700 л. н. (календарный возраст 12900-14000 л. н.).

Похолодание позднего дриаса привело к реставрации холодного и сухого позднеледникового климата. В растительности вновь распространились заросли фригидных кустарников, преобладавшие на большей части о. Сахалин. Состав спорово-пыльцевых спектров отложений показывает их однозначную принадлежность к лесотундровым ландшафтам, существующим в настоящее время на северо-восточном побережье острова в суровом климате со среднегодовыми температурами не выше  $-3^{\circ}$  [12]. В разрезе «Кхое» это событие запечатлено локальной пыльцевой зоной КО-4 [7]. Радиоуглеродные даты определяют возраст события в 10200-10290 л. н. (11900-12100 календарных л. н.).

Начало предбореального периода, после 10300 л. н. (12100 календарных л. н.), отличавшееся значительным потеплением климата [8, 13], на острове было довольно сухим и не способствовавшим торфонакоплению, что подтверждается почти полным отсутствием отложений этой фазы в изученных разрезах. Вторая половина предбореала, около 9490-9750 л. н. (10800-11150 календарных л. н.), характеризовалась относительным похолоданием климата, при котором происходило усиление роли лиственничных, в меньшей степени лиственнично-берёзовых лесов. Незначительное содержание пыльцы тёмнохвойных, равно как и широколиственных деревьев, обнаруженное ранее в отложениях разреза «Уанди» в интервале 540-570 см [8], не позволяет говорить о начале формирования в это время елово-пихтовых лесов с примесью широколиственных пород.

В начальную фазу бореала климат был несколько теплее, чем во второй половине предбореала, но по-прежнему оставался холоднее и суше современного. Эта климатическая фаза, скорее всего, была синхронна похолоданию, выявленному на юго-западе о. Хоккайдо для периода времени около 9000 радиоуглеродных л. н. [14]. Спорово-пыльцевые спектры отложений этого времени содержат большее количество пыльцы древесных форм берёз и меньшее – пыльцы фригидных кустарников, чем предбореальные. В растительности, на фоне преобладавших на острове лиственнично-берёзовых формаций, возросла роль берёзовых лесов. Участие тёмнохвойных пород в составе лесов повысилось, по сравнению с холодной фазой предбореала, но по-прежнему было небольшим. Так, содержание пыльцы ели в нижнебореальных горизонтах не превышает 6-7%, пихты – 0,5% – даже в южной части Сахалина [3]. Эти данные свидетельствуют против отнесения «первого послеледникового расцвета елово-пихтовых лесов» [8, с. 127], обнаруженного в разрезе «Уанди» в интервале 500-540 см, к раннему бореалу. Скорее всего, он произошёл позднее, в среднебореальную климатическую фазу. Серия радиоуглеродных дат фиксирует время данного события в интервале 8300-9370 л. н. (9400-10600 календарных л. н.).

Середина бореального периода отметилась значительным потеплением, превосходящим по параметрам современный климат Сахалина, но имевшим меньшую влажность. В южной части острова развивались берёзово-ореховые леса, произраставшие в долинах рек и на побережье, в горах – елово-пихтовые леса [4]. В средней части острова, в том числе и на её крайнем северо-западе (мыс Уанди), распространились берёзовые леса с участием ильма [6, 7, 8, 9]. В горах развивались тёмнохвойные, преимущественно еловые леса, роль которых в растительности была меньше современной. Количество пыльцы ели в спорово-пыльцевых спектрах среднебореальных слоёв составляет 10-25% на юге острова, повышаясь до 33% в центральной части среднего Сахалина. В пределах северо-западной и северо-восточной окраин среднего Сахалина оно снижается до 5-16%. В северной части острова, особенно в пределах Северо-Сахалинской равнины, как и в настоящее время, тёмнохвойные породы, скорее всего, встречались редко. В то же время на полуострове Шмидта они получили довольно широкое распространение [7]. Эти данные позволяют утверждать, что первый расцвет тёмнохвойных лесов в голоцене (нижний максимум пыльцы ели) произошёл на Сахалине во время бореального оптимума. К последнему относится и значительное участие в растительности широколиственных деревьев – ореха (содержание пыльцы до 18%) и дуба (до 10%) – на юге, в меньшей степени ильма (7%) – в средней части острова. Частые находки древесных углей в отложениях свидетельствуют о высокой повторяемости пожаров в этот период времени. К концу среднего бореала, в результате прогрессирующего повышения уровня Мирового океана до отметок – 20 м возникает пролив Лаперуза, и Сахалин отделяется от о. Хоккайдо. Сухопутная связь с материком по-прежнему сохраняется посредством низменного перешейка на месте современного Амурского лимана, занятого устьевой областью р. Амур. Радиоуглеродные даты события укладываются в отрезок 8020-8960 л. н. (8900-10100 календарных л. н.).

В конце бореала климат становится более прохладным и сухим, что приводит к резкому и почти полному выпадению из растительности тёмнохвойных лесов и широколиственных пород даже в южной части Сахалина. В южной и средней частях острова широкое развитие получили берёзовые леса [3, 8]. В пределах Северо-Сахалинской равнины распространились лиственничные леса и заросли фригидных кустарников, на полуострове Шмидта – лиственнично-берёзовые леса [7]. Радиоуглеродные даты этой фазы развития природы составляют 7800–8300 л. н. (8800–9400 календарных л. н.).

Ранний голоцен о. Сахалин, протекавший 8800–14000 календарных л. н., ознаменовал собой переходный этап в истории природы, развивавшийся в направлении от суровых и сухих условий позднеледниковья к значительному среднеголоценовому потеплению и увлажнению климата. Он насчитывал не менее 6 фаз значительных изменений климатических условий и вызванных ими смен растительного покрова. В целом климат был прохладнее и суше современного. Потепления климата приводили к распространению берёзовых лесов, в северной части острова – берёзово-лиственничных лесов. В середине бореального периода, в более благоприятных климатических условиях, нежели современные, произошёл первый расцвет тёмнохвойных и широколиственных пород. В периоды похолоданий усиливалась роль лиственничников и зарослей фригидных кустарников. Наиболее суровое похолодание климата проявилось в позднем дриасе, во время которого открытые лесотундровые ландшафты занимали большую часть Сахалина.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО-УРО РАН, проект 09-II-УО-08-003

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. – М.: АН СССР, 1957. – 404 с.
2. Нейштадт М.И. К вопросу о некоторых понятиях и разделении голоцена / М.И. Нейштадт // Вопросы геологии голоцена. К 11 конгр. INQUA: Симпозиум голоцен. комиссии. – Ереван, 1982. – С. 20-27.
3. Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. Развитие природы юго-восточной части острова Сахалин в голоцене. – Владивосток: изд-во Дальневост. ун-та, 1996. – 130 с.
4. Гвоздева И.Г., Микишин Ю.А. Стратиграфия и палеогеография голоцена юго-западного Сахалина // Естественные и технические науки. – 2008. – № 3. – С. 177-183.

5. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина / А.М. Короткий, В.С. Пушкарь, Т.А. Гребенникова и др. / Тихоокеанский институт географии ДВО РАН. - Владивосток: Дальнаука, 1997. – 229 с.
6. Разжигаева Н.Г., Мохова Л.М., Зарецкая Н.Е. Климатическая ритмика и этапы развития ландшафтов побережья залива Терпения (остров Сахалин) в голоцене // Доклады международного APN-START симпозиума по изучению глобальных изменений в Северо-восточной Азии, Владивосток, 7–8 октября 2002 г. – Владивосток: Дальнаука, 2005. – С. 126-144.
7. Igarashi Y., Sagayama T., Higake T., Fukuda M. Late Quaternary environmental change in Central and North Sakhalin, Russia // Journal of Geography. – 2000. – V. 109 (2). – P. 165-173.
8. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. – М: Наука, 1977. – 199 с.
9. Mikishin Yu.A., Gvozdeva I.G., Pevzner M.M. Boreal thermal maximum of Holocene at Sakhalin and the latest data on «Uandy» section // Reports of the 7-th TEACOM Meeting and International Workshop on Global Change Studies in Far East Asia. TEACOM publication № 4. – Vladivostok: Dalnauka, 1998. – P. 135-144.
10. Хотинский Н.А. Дискуссионные проблемы реконструкции и корреляции палеоклиматов голоцена // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. – М.: Наука, 1989. – С. 12-17.
11. Хотинский Н.А., Алёшинская З.В., Гуман М.А., Климанов В.А., Черкинский А.Е. Новая схема периодизации ландшафтно-климатических изменений в голоцене // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1991. – № 3. – С. 30-42.
12. Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. Субфоссильные спорово-пыльцевые комплексы Сахалина и прилегающих территорий. – Владивосток: изд-во Дальневост. ун-та, 2009. – 162 с.
13. Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – С. 286.
14. Sakaguchi Y. Cooling of Hokkaido around 9000 BP caused permafrost melt water burst // Bull. of the department of geography University of Tokyo. – 1992. – № 24. – P. 1-6.

#### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ СТАДИЙ 6–11 ОЗЕРА ЭЛЬГЫГЫТГЫН (ДАнные ГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ)

Минюк П.С.<sup>1</sup>, Борходоев В.Я.<sup>1</sup>, научный коллектив проекта

<sup>1</sup>Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, minyuk@neisri.ru

#### INORGANIC GEOCHEMISTRY RECORD OF STAGES 6–11 FROM ELGYGYTGYN LAKE SEDIMENTS (DEEP DRILLING DATA)

Minyuk P.S.<sup>1</sup>, Borkhodoev V.Ya.<sup>1</sup> and Elgygytgyn Scientific Party

<sup>1</sup>North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAS, Magadan

Озеро Эльгыгытгын расположено на Анадырском плоскогорье Чукотки (67°30' с.ш., 172°05' в.д.) в кратерной воронке, происхождение которой связывается с падением метеорита около 3.6 млн лет назад. Кратер расположен в вулканических породах верхнемелового возраста, представленных игнимбритами, витроигнимбритами, туфами, туфопесчаниками, андезитобазальтами, продукты выветривания и размыва которых являются главным источником материала, поступающего в озеро. По геохимическим характеристикам вулканические породы попадают в риолитовую, андезитовую и базальто-андезитовые области на диаграмме (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) – SiO<sub>2</sub>.

Во время двух международных (Россия-Германия-США) экспедиций в 1998 и 2003 гг. из центральной части озера подняты колонки керна PG1351 (~13 м) и LZ1024 (около 16 м), отложения которых изучены различными методами. По результатам комплексного изучения в разрезах колонок зафиксировано чередование осадков теплых и холодных интервалов, коррелируемых с морскими изотопно-кислородными стадиями (MIS) 1-9 [1]. Геохимические данные по этим скважинам изложены в работах [2, 3].

Зимой-весной 2009 г. со льда озера проведено глубокое бурение осадочного чехла озера и подстилающих вулканогенных брекчий [4]. Пробурены три скважины – 1А, 1В и 1С до глубин 146.6, 111.9 и 517.3 м соответственно. Для мягких осадков (верхние 100 м осадочного чехла) применялось гидравлическое бурение (НРС – Hydraulic Piston Corer), при котором керноприемник выстреливался в осадок на глубину 3 м. При бурении слабоуплотненных осадков использован инструмент (Extended Nose Corer), который задавливался с вращением в осадок. Промывка забоя проводилась водой. КERN поступал в пластиковый вкладыш. Такой способ применен при бурении скв. 1А от ~ 100 м до забоя и несколько метров в скв. 1В. Для плотных осадков и пород использовано роторное бурение (Alien Bit Corer). КERN поступал во вкладыш или без него. Промывка забоя осуществлялась глинистым раствором. Бурение проводилось в скв. 1С трубами PQ и HQ. В зависимости от плотности осадка и пород использовались различной жесткости кернорватели. Выход керна составил 92% (скв. 1А), 98% (скв. 1В) и 63% (скв. 1С), причем в последней скважине 52% – для осадков и 76% – для брекчий и вулканитов.

Граница осадков и брекчий установлена на глубине 315 м. Контактные слои сильно выветрены, отдельные куски брекчий полностью разложены, но сохраняют структуру и цвет. Базальные слои осадочной толщи включают прослой плотных слоистых песков. В осадках ниже глубины 100 м также отмечены частые прослой песков, из-за которых выход керна был неравномерный. Предварительные палеомагнитные данные свидетельствуют, что формирование осадочного чехла происходило в геомагнитные эпохи Гаусс, Матуяма и Брюнес [4].

Для геохимического анализа проведен сплошной отбор керна. Один образец представляет 2 см мощности осадка. Здесь представлены результаты исследований самой верхней части разреза. Исследовано 600 образцов, охватывающих интервал около 12 м сводного разреза. Химический состав осадков изучен методом рентгенофлуоресцентного анализа. Содержания породообразующих элементов определены на многоканальном рентгенофлуоресцентном спектрометре СРМ-25 и спектрометре S4 Pioneer, концентрации редких элементов – на рентгенофлуоресцентном спектрометре VRA-30.

Для исследованного интервала характерны значительные колебания концентраций элементов. Все элементы, кроме  $P_2O_5$  и  $MnO$ , показали параллельные или антипараллельные кривые содержаний по разрезу. Коэффициенты корреляции между элементами приведены в таблице. Самые значимые корреляции отмечены между  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  ( $C = -0.89$ ),  $SiO_2$  и  $Fe_2O_3$  ( $C = -0.82$ ),  $SiO_2$  и  $MgO$  ( $C = -0.81$ ),  $Al_2O_3$  и  $Rb$  ( $C = 0.82$ ),  $TiO_2$  и  $MgO$  ( $C = 0.83$ ),  $TiO_2$  и  $Zr$  ( $C = 0.82$ ),  $CaO$  и  $Sr$  ( $C = 0.83$ ),  $K_2O$  и  $Rb$  ( $C = 0.89$ ),  $K_2O$  и  $Ba$  ( $C = 0.86$ ),  $Cr$  и  $Ni$  ( $C = 0.78$ ). На основе полученных данных разрез расчленен на ряд геохимических зон, закономерно расположенных по вертикали. Выделенные зоны коррелируются с биотическими зонами и отражают условия осадконакопления в озерном бассейне. Осадкам теплых климатических стадий характерно повышенное содержание  $CaO$ ,  $NaO$ ,  $SiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $Sr$  и низкие концентрации  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Ni$ ,  $Cr$ . Для осадков холодных эпох наблюдается обратная зависимость. С учетом данных по скважинам PG1351 и Lz1024 геохимические зоны сопоставлены с изотопно-кислородными стадиями 6-11. По комплексу геохимических характеристик заметно выделяются осадки стадий 9 и 11. Для них характерны максимальные концентрации кремнезема в разрезе (76% – MIS 9, 80% – MIS 11), видимо, за счет биогенной составляющей. Повышенные содержания фосфора и марганца в отложениях обусловлены аутигенным вивианитом. Содержание  $P_2O_5$  в вивианитовых конкрециях составляет в среднем 25.0% ( $n = 37$ ),  $Fe_2O_3$  – 35.2%,  $MnO$  – 2.1%. Некоторые конкреции содержат включения ильменита, окислов и сульфидов железа, обломочный материал. Вивианитовые конкреции не приурочены к отложениям определенных климатических стадий. На двух уровнях, в отложениях стадии MIS 7.4 и MIS 6.6 в осадках, по данным термокаппаметрии, выявлен сидерит.

Коэффициенты корреляции породообразующих и редких элементов осадков озера Эльгыгытгын

	$SiO_2$	$Al_2O_3$	$TiO_2$	$Fe_2O_3$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$P_2O_5$	$Rb$	$Zr$	$Sr$	$Ba$	$Ni$	$Cr$
$SiO_2$	1.00															
$Al_2O_3$	<b>-0.89</b>	1.00														
$TiO_2$	-0.74	0.62	1.00													
$Fe_2O_3$	<b>-0.82</b>	0.49	0.69	1.00												
$MnO$	-0.26	0.01	0.22	0.51	1.00											
$MgO$	<b>-0.81</b>	0.77	<b>0.83</b>	0.65	0.08	1.00										
$CaO$	0.12	-0.04	-0.34	-0.38	-0.29	-0.29	1.00									
$Na_2O$	-0.04	0.02	0.10	-0.17	-0.12	-0.14	0.55	1.00								
$K_2O$	-0.47	0.64	-0.06	0.01	-0.31	0.22	0.49	0.31	1.00							
$P_2O_5$	-0.21	-0.16	0.03	0.56	0.52	-0.01	-0.25	-0.22	-0.29	1.00						
$Rb$	-0.66	<b>0.82</b>	0.19	0.22	-0.19	0.47	0.18	0.02	<b>0.89</b>	-0.22	1.00					
$Zr$	-0.63	0.55	<b>0.82</b>	0.48	0.13	0.55	0.01	0.53	0.22	-0.09	0.25	1.00				
$Sr$	0.19	-0.07	-0.38	-0.49	-0.34	-0.42	<b>0.83</b>	0.71	0.56	-0.31	0.23	0.08	1.00			
$Ba$	-0.47	0.55	0.13	0.07	-0.20	0.21	0.56	0.49	<b>0.86</b>	-0.22	0.69	0.38	0.62	1.00		
$Ni$	-0.12	0.07	0.21	0.14	0.09	0.12	-0.02	0.06	-0.04	0.01	-0.04	0.22	-0.05	0.01	1.00	
$Cr$	-0.38	0.25	0.60	0.47	0.21	0.50	-0.32	-0.09	-0.20	0.12	-0.04	0.42	-0.41	-0.11	<b>0.78</b>	1.00

По отношению элементов или групп элементов рассчитаны различные геохимические индексы, включающие CIA, CIW, PIA, CPA, IVC, Index B, Rb/Sr, Ba/Sr, Zr/Rb и др. Некоторый обзор приведенных индексов и их значение изложен в работе [5]. Коэффициенты корреляции между индексами (кроме IVC), очень высокие (0.70-0.99). Анализ данных показывает, что осадки холодных стадий более подвержены химическому преобразованию, выраженному в потере мобильных элементов – Ca, Na, K, Sr по сравнению с коренными породами и осадками теплых стадий. Выявленная закономерность может быть обусловлена или большим изменением состава пород в области сноса (склоны кратера) или большим преобразованием осадков в озере на границе вода-осадок в процессе накопления.



Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-АФГИР (грант 10-05-92514 ИК), ДВО РАН (09-II-YO-08-003; 09-I-ON3-11).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Минюк П.С., Меллес М., Бригхам-Гретте Дж., Кеберл К. Палеоклиматические данные озера Эльгыгытгын: обзор результатов и перспективы международных исследований // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2010. – № 1. – С. 71-80.
2. Minyuk P. S., Brigham-Grette J., Melles M., Borkhodoev V. Ya., Glushkova O. Yu. Inorganic geochemistry of El'gygytyn Lake sediments (northeastern Russia) as an indicator of paleoclimatic change for the last 250 kyr // Journal of Paleolimnology. – 2007. – V. 37. – P. 123-133.
3. Минюк П. С., Борходоев В. Я., Горячев Н. А. Геохимические характеристики осадков оз. Эльгыгытгын (Чукотка) как показатели климатических изменений за последние 350 тыс. лет // ДАН. – 2011. – Т. 436, № 2. – С. 239-242.
4. Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P., Koeberl C., Andreev A., Cook T., Fedorov G., Gebhardt C., Haltia-Hovi E., Kukkonen M., Nowaczyk N., Schwamborn G., Wennrich V., and the Elrgygytyn Scientific Party. The Lake El'gygytyn Scientific Drilling Project – Conquering Arctic Challenges through Continental Drilling // Scientific Drilling. – 2011, N. 11. – P. 29-40.
5. Duzgoren-Aydin, N.S., Aydin, A., Malpas, J. Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong // Engineering geology. – 2002. – V. 63. – P. 99-119.

### ДРЕВНЕБЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ МУРМАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

**Митяев М.В.**

*Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, mityaev@mmbi.info*

### PALAEOSHORELINES ON THE MURMANSK COAST

**Mityaev M.V.**

*Murmansk Marine Biological Institute KSC Russian Academy of Sciences, Murmansk*

В основу работы положены собственные полевые геоморфологические исследования Мурманского побережья (Мотовского и Кольского заливов, побережья от устья р. Воронья до устья р. Восточная Лица и побережья острова Кильдин), а так же литературные данные по Мурманскому побережью, включая о. Кильдин.

Изучение древнебереговых линий Мурманского побережья было начато в середине XIX века [1]. Первые систематические наблюдения древнебереговых линий Феноскандии были осуществлены В. Рамсеем [2]. Одновременно с ним новейшие движения начал изучать В. Таннер [3], который обобщил данные по высотам древнебереговых линий и свел их в единый эпейрогенический спектр. Большой вклад в изучении Мурманского побережья внес Б.И. Кошечкин, изучавший древнебереговые образования от вершины Бек-фиорда до устья р. Поной. Большинство исследователей (А.Д. и Н.Н. Арманд, Л.М. и М.К. Граве, В.Я. Евзеров, С.И. Макиевский, Б.Г. Венус и др.), изучавшие четвертичную геологию и неотектонику Кольского полуострова придерживаются идей дифференцированных неотектонических движений в послеледниковое время, обоснованную А.А. Никоновым и Б.И. Кошечкиным. Согласно ей в разных районах разновозрастные террасы могут быть выведены на разные высотные уровни. В конце прошлого века исследования локальных участков Мурманского побережья были проведены И.Г. Авенариус [4, 5], Д. Снайдером с соавторами [6], Митяевым М.В [7, 8].

Верхняя морская граница на Мурманском побережье, выше 100 м над уровнем моря, выявлена на востоке о. Кильдин [8] и в долине р. Титовка [9]. Формирование самой верхней береговой линии, согласно Саурамо [10], происходило на рубеже раннего дриаса и аллерда и завершилось примерно 12000 лет назад. На мысе Сеть-Наволоок верхняя морская граница установлена на высоте 95 м над уровнем моря. На полуострове Рыбачий: в долине р. Сювя на высоте 89 м, в губе Эйна – 94 м, в долине р. Корабельная – 95 м, в губе Малая Волоковая – 90 м, в губе Кутовая – 89.5 м над уровнем моря [11]. На о. Кильдин: в долине руч. Северный на высоте 96,5 м и в районе мыса Могильный – 103 м над уровнем моря [8]. Везде верхняя морская граница фиксируется по смене окатанной гальки щебнем. На Мурманском побережье, к востоку от Кольского залива, достоверных сведений о верхней морской границе нет.

Длительность формирования первых послеледниковых береговых форм рельефа хорошо проявлено в восточной части о. Кильдин, здесь, между абсолютными отметками 84 и 103 м, фиксируется ровная площадка шириной 300-350 м, полого понижающаяся в сторону моря. Площадка является структурной. На ней располагается серия из 10 береговых валов серповидного очертания в плане (вогнутостью в сторону моря). Во всех

валах присутствуют как хорошо окатанный галечно-валунный материал, так и угловатый щебень, количество окатанного материала уменьшается от нижних валов к верхнему валу. Завершается серия валов серповидным валом из угловатых плиток песчаника с небольшой вогнутостью в сторону водораздела. Положение в плане, форма и состав осадочного материала этих береговых валов позволяет рассматривать их как формы рельефа раннего послеледникового этапа развития территории. Начало гляциоизостатического поднятия территории сопровождается региональной регрессией уровня Баренцева моря. Скорость поднятия территории лишь незначительно превышает скорость эвстатического повышения уровня моря, поэтому регрессия протекает медленно, а поверхность моря занята ледяными полями, которые препятствуют абразионной обработке крупнообломочного материала. По мере освобождения моря от ледяных полей волновое воздействие усиливается, что отражается на количестве окатанных валунов.

Любой из береговых валов встреченный по отдельности может быть принят за верхнюю морскую границу, так как в них количество окатанного материала ограничено. Следовательно, различная высота древнейших береговых образований в разных районах побережья может быть как следствием блоковых движений, так и единой линией, когда в конкретных геолого-геоморфологических условиях сохраняется одна из возможных высотных отметок. Таким образом, верхняя береговая линия на Мурманском побережье может располагаться на абсолютных отметках от 85 до 105 м, береговые линии расположенные выше 110 м могут быть более древними, хотя в каждом конкретном случае это должно рассматриваться индивидуально.

В древнем голоцене произошло две крупные трансгрессии моря, оставившие свои следы на Мурманском побережье. В начале аллереда (11700 лет назад) произошла крупная послеледниковая трансгрессия бассейна портландия. По литературным данным [8, 11] береговые линии этой стадии развития Мурманского побережья расположены на высоте 76-86,5 м над уровнем моря. Они сопоставляются с линиями h, g, f, e Танера [3]. К западу от Кольского залива они фиксируются на высоте 81-84 м над уровнем моря, между Кольским заливом и долиной р. Воронья они не выявлены, восточней они фиксируются на высоте 76-81 м над уровнем моря. На полуострове Рыбачий и о. Кильдин уровни бассейна портландия выявлены на высоте 79-86,5 м н. у. м. Ни в одном из районов побережья не выявлено более одного уровня данного бассейна, следовательно, трансгрессия была единой, и с запада на восток наблюдается постепенное снижение высотных отметок данного уровня. В конце позднего дриаса (10300 лет назад) произошла вторая древнеголоценовая трансгрессия бассейна литторина, береговые линии этой стадии расположены на высоте 60-76 м над уровнем моря [7, 8, 11] и сопоставляются с линиями d<sub>5</sub>-d<sub>1</sub> Танера [3]. К западу от Кольского залива фиксируется два уровня бассейна литорина расположенные между 61 и 76 м над уровнем моря. Восточней Кольского залива фиксируется только один уровень бассейна между 60 и 69 м над уровнем моря. На о. Кильдин также выявлен один уровень бассейна литорина, расположенный на высоте 75 м над уровнем моря, он фиксируется по всему периметру острова [8, 11]. Несколько отличаются побережья полуостровов Рыбачий и Средний. Здесь фиксируется до четырех уровней бассейна литорина, расположенные на высоте от 60,5 до 74 м над уровнем моря. Вероятно, это связано с тектоническими движениями полуостровов в этот период времени.

Скорость эвстатического повышения уровня Мирового океана в раннее послеледниковое время оценивается в 6-8 мм/год [12]. Тогда скорость поднятия Мурманского побережья в эпоху раннего дриаса можно оценить в 52-55 мм/год, в эпоху аллереда – в 10-12 мм/год, а молодого дриаса в – 7-9 мм/год. При этом скорость поднятия побережья к концу древнего голоцена увеличивалась до 35-40 мм/год [8].

Следующий раннеголоценовый этап развития побережья (пребореал – бореал, 10000-8200 лет назад) характеризуется трансгрессией бореального моря (бассейн фолас). Они сопоставляются с линиями с<sub>5</sub>-с<sub>1</sub> Танера [3] с радиоуглеродными датировками 9900-9450 лет назад. На всем Мурманском побережье фиксируется до пяти уровней бассейна фолас расположенные между 30 и 58 м н. у. м. Верхний уровень, расположенный на высоте 54-58 м, максимально высокое положение зафиксировано в устье р. Рында и полуострове Рыбачий – 58 м н. у. м. Ниже фиксируется уровень, располагающийся на высотах 50-53,5 м н. у. м. Третий уровень расположен на высоте 41,5-49 м н. у. м., для этого уровня отмечается повышение высоты с востока на запад. Восточней Кольского залива данный уровень не установлен выше 46 м н.у.м., а самое низкое положение уровня зафиксирован в губе Ивановка и в Святоносском заливе. С запада Кольского залива данный уровень не установлен ниже 46,5 м н.у.м.. Четвертый уровень располагается между 35 и 41 м н.у.м. Отмечается незначительное снижение высотных отметок уровня к востоку от устья р. Воронья. Самый нижний уровень бассейна фолас расположен на отметках 29-34,5 м над уровнем моря и сохраняет свое положение на всем Мурманском побережье. Два нижних уровня не выявлены на острове Кильдин, вероятно здесь начиная с бореальной стадии голоцена, вплоть до трансгрессии бассейна тапес не было условий для формирования береговых уровней. Таким образом, начался этап снижением скорости неотектонического поднятия территории до 16-20 мм/год, при скорости эвстатического повышения уровня моря 3-5 мм/год. В период трансгрессии фолас происходили резкие изменения скорости поднятия Мурманского побережья, периоды стабилизации сменялись резкой активизацией, когда скорость поднятия достигала 25-30 мм/год. К концу этапа скорость неотектонического поднятия уменьшается до 12-16 мм/год.

Среднеголоценовый этап (атлантика – первая треть суббореала, 8200-4400 лет назад) это климатический оптимум голоцена, характеризующийся трансгрессией бассейна тапес. По данным Б.И. Кошечкина с соавторами [11] среднеголоценовые береговые уровни расположены на высоте 19,5-29,5 м. н. у. м. Более высокое положение тапес границы установлена Л. Аарио [13] на высоте 31-35 м, а более низкое Г.Д. Рихтером [14] на высоте 16-17 м н. у. м. Они сопоставляется с линиями с, b, a<sub>9</sub>-a<sub>1</sub> Танера [3] с радиоуглеродными датировками 7400-4500 лет назад. Нами прослежены три уровня бассейна тапес от р. Восточная Лица до р. Воронья и на острове Кильдин, которые располагаются на высоте 23-27,5 м, 19,5-22 м, и 15-18,5 м н. у. м. Они формируют хорошо выраженную лестницу морских террас. Таким образом, в среднеголоценовый этап развития Мурманского побережья кратковременные циклы активизации тектонических движений сменялись продолжительными эпохами стабилизации этих движений, а трансгрессия бассейна тапес распадается на три стадии: раннюю, среднюю и позднюю. В начале атлантической стадии голоцена скорость поднятия Мурманского побережья составляла 12-16 мм/год. Примерно 7500 лет назад произошла стабилизация тектонической обстановки, в это время формируется верхний среднеголоценовый уровень – эпоха раннего бассейна тапес. Скорость поднятия в эпоху раннего бассейна тапес можно оценить в 4-7 мм/год. В конце эпохи происходит кратковременная активизация тектонических движений, выразившаяся в увеличении скорости поднятия территории до 12-15 мм/год. Далее скорость поднятия постепенно уменьшается и к началу эпохи среднего бассейна тапес составляет 3-5 мм/год. В конце среднего бассейна тапес происходит кратковременная активизация тектонических движений, скорость поднятия увеличивается до 16-19 мм/год, с последующим замедлением в эпоху позднего бассейна тапес до 2-4 мм/год. Для всего Мурманского побережья отмечается некоторое снижение нижней тапес границы с запада на восток. Другие уровни бассейна тапес сохраняют свою высоту от р. Западная Лица до Святоносского залива.

Позднеголоценовый этап (поздние две трети суббореала – субатлантика, 4400 лет назад до настоящего времени) характеризуется трансгрессией бассейна тривия и острия. Позднеголоценовые береговые уровни расположены на высоте 1-14,5 м. н. у. м. Низкие террасы позднеголоценового времени пользуются широким распространением и отмечены во всех пунктах побережья. Они сопоставляется с линиями a<sub>6</sub>-a<sub>1</sub> Танера [3] с радиоуглеродными датировками 4100-850 лет назад. Восточней Кольского залива нами прослежены пять уровней позднеголоценового времени. Восточней р. Воронья они расположены на высоте 1,5-2; 3-3,5; 6-7; 7,5-9 и 11-13,5 м, от Кольского залива до р. Воронья – 3; 5-6; 7,5-9; 11-11,5 и 13,5-14,5 м, к западу от Кольского залива (включая полуостров Рыбачий и остров Кильдин) – 4,5-5; 6-7,5; 8-10,5; 11-13,5 и 14-14,5 м н. у. м. Для всего комплекса древнебереговых уровней этого этапа отмечается понижение высот с запада на восток. Отчетливым снижением высот одновозрастных террасовых уровней прослеживается по горизонту пемзовой гальки, который на западе побережья расположен на высоте 12 м, а на высоте 9 м над уровнем моря на востоке. Формирование пемзового горизонта соотносится с уровнем N<sub>2</sub> Мартинуссена, формирование которой произошло в период трансгрессии тривия произошедшей на границе суббореальной и субатлантической стадии голоцена. Скорость неотектонического поднятия в начале позднеголоценового этапа можно оценить в 4-8 мм/год, в первой половине субатлантической стадии в 2-6 мм/год, за последние 1500 лет в 3-5 мм/год.

Средняя интегральная скорость поднятия за последние 12 тыс. лет всего Мурманского побережья можно оценить в 13-15 мм/год. Отчетливое различие высотных отметок одновозрастных древнебереговых линий в западной и восточной части территории устанавливается для низких береговых уровней (начиная с позднего бассейна тапес). Отсюда можно сделать один не маловажный вывод, что в период от аллереда до атлантической стадии голоцена восточная часть побережья поднималась более интенсивно, чем западная. Это может быть связано с глициоизостатическими движениями, в которые раньше вовлекаются периферийные части ледника. В атлантическую стадию голоцена скорости поднятия по всему побережью выравниваются, а в позднеголоценовое время западная часть побережья поднимается интенсивней, чем восточная. То есть, в позднем голоцене происходит интенсивное замедление тектонических движений в восточной части Мурманского побережья.

Если построить график, где на оси абсцисс вынести время (либо климатические фазы голоцена), а на оси ординат высоты наиболее четко выраженных древнебереговых линий побережья, то мы получим график регрессии моря в поздне-послеледниковое время, впервые описанный А.Д. Армандом и Л.Я. Самсоновой [15]. Как известно, на этом графике фиксируются наиболее интенсивные регрессии моря (древний и молодой дриас, пребореальная и бореальная климатические фазы) и стадии замедления неотектонических движений (аллеред, атлантическая, суббореальная и субатлантическая климатические фазы). Интересно, что в холодные климатические фазы фиксируются наиболее интенсивные неотектонические движения, возможно, что это результат двойного эффекта: усиление поднятия суши и замедление повышения уровня моря. Начиная с атлантической климатической фазы, происходит постепенное замедление неотектонических движений Мурманского побережья, кратковременные активизации произошли в конце атлантической и начале субатлантической стадии голоцена.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Middendorf A.Th. Anikiev, eine Insel im Eismeere // Bulletin de l'academie imp. des sciences de Sct-Petersbourg. – St Petersburg, 1860. – 44 p.

2. Ramsay W. Uder die Geologische Entwickelung der Halbinsel Kola in der Quartarzeit Fennia, 16. Helsingfors, 1898. 88 p.
3. Tanner V. Studier ofven kvartarsystemet i Fennoskandias nordliga delar //IV Bull. de la comission geologique de Finlande, 88, Helsingfors, 1930. P. 31-45.
4. Авенариус И.Г., Ильин В.А. Некоторые аспекты новейшей геодинамики Кольского полуострова и смежных акваторий // Геология четвертичных отложений и новейшая тектоника ледниковых областей Восточной Европы. – Апатиты, 1992. – 31 с.
5. Авенариус И.Г., Алексеев В.В., Мысливец В.И., Сулержицкий Л.Д. Эколого-геоморфологические исследования Мурманского побережья в районе Дальних Зеленцов // Экологические аспекты теоретической и практической геоморфологии. – 1995. – С. 207-208.
6. Snyder J.A., Forman S.L., Mode W.N., Tarasov G.A. Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia // Boreas. – 1997. – V. 26. – P. 329-346.
7. Митяев М.В. Морфотектоника и позднечетвертичная история формирования Мурманского побережья и прилегающего шельфа Баренцева моря. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – М.: МГТА, 2001. – 22с.
8. Митяев М.В., Корсун С.А. Геолого-геоморфологическое и неотектоническое строение восточной части острова Кильдин // Геоморфология. – 2010. – № 1. – С. 77-86.
9. Никонов А.А. Молодые и современные тектонические движения земной коры на Кольском полуострове и в смежных с ним районах // Изв. АН СССР, сер геогр. – 1965. – № 6. С. – 67-75.
10. Sauramo M. Die Geschichte der Ostsee. Helsinki. Ann. Acad. Sci. Fenn. T. 3. 1958. P. 21-54.
11. Кошечкин Б.И., Кудлаева А.Л., Первунинская Н.А., Самсонова Л.Я. Древнебереговые образования североного и северо-восточного побережья Кольского полуострова // Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1971. – С. 17-85.
12. Кукал З. Скорость геологических процессов. – М.: Мир, 1987. – 245 с.
13. Aario L. Uder die Wald - und Klimaentwiclund an der Laplandischen Eismeerkuete in Petsamo, Ann // Bot. Soc. Zool. Bot. Fennicat Vanama. V. 19. N. 1. Helsinki. 1943. P. 14-18.
14. Рихтер Г.Д. Геоморфологическая рекогносцировка в бассейнах рек Варзуги и Поноя // Тр. Инст. физ. географии АН СССР. – 1936. – Вып. 19. – С. 12-15.
15. Арманд А. Д., Самсонова Л.Я. Морские отложения и голоценовая тектоника района Кандалакши // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1969. – С. 52-58.

## ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПОТОКИ ВЕЩЕСТВА В ЗАЛИВАХ МУРМАНСКОГО И КАРЕЛЬСКОГО ПОБЕРЕЖИЙ

**Митяев М.В., Герасимова М.В.**

*Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, mityaev@mmbi.info*

## VERTICAL MATTER FLOW IN GULFS ON MURMANSK AND KARELIAN COASTS

**Mityaev M.V., Gerasimova M.V.**

*Murmansk Marine Biological Institute KSC Russian Academy of Sciences, Murmansk*

Поток осадочного вещества из поверхностных вод на дно в заливах Баренцева и Белого морей один из слабо изученных вопросов современного осадконакопления. В настоящее время систематических данных по вертикальным потокам вещества в Российском секторе Арктики недостаточно для корректной оценки современной скорости аккумуляции вещества. Такое положение вещей отчасти связано с объективными причинами: трудность получения фактического материала и частых потерь седиментационных ловушек.

Для изучения потоков осадочного вещества нами использовалась малая седиментационная ловушка (МСЛ). Постановка МСЛ осуществлялась стандартным способом [1]. В губе Дальнезеленецкая МСЛ устанавливалась: в бухтах Оскара (глубина 20 м) и Дальний пляж (глубина 18 м), на Центральном плато (глубина 12 м). В губе Ярнышная МСЛ устанавливалась в осевой части залива (глубина 40 м). В губе Чупа МСЛ устанавливалась: в бухтах Круглая (глубина 20 м) и Левая (глубина 30 м) и в осевой части залива (глубина 56 м). Сразу после подъема МСЛ флаконы с осадочным веществом отворачивали, добавляли 25-30 мл 40% формалина и закрывали крышками. Определение организмов зоо- и фитопланктона осуществлялось по стандартным методикам [2]. После определения планктона осадок переводился в мерный цилиндр и отстаивался в течение 10 дней для определения объема вещества. Удаление морских солей и фиксатора проводилось методом осаждения на центрифуге при скорости 2500 об/мин в течение 20 мин., при пятикратном повторении. Затем вещество

высушивалось в термостате при температуре 104-105 °С и взвешивалось с точностью до 0,001 г после чего изучалось под микроскопом Zeiss Axio Imager. D 2 и бинокляром МБС-10.

Таблица 1. Вертикальные потоки вещества в губах Мурманского и Карельского побережий

Первая постановка МСЛ	Последнее снятие МСЛ	количество определений	Экспозиция, сутки	Вертикальный поток вещества						Возможный слой осадков мм	скорость мм·сут <sup>-1</sup>
				см <sup>3</sup> ·м <sup>-2</sup> ·сут <sup>-1</sup>			мг·м <sup>-2</sup> ·сут <sup>-1</sup>				
				min	max	среднее	min	max	среднее		
<i>Губа Дальнезеленецкая, бухта Оскара</i>											
6.07.2006	23.09.2010	22	1553.5	5.7	119	18.2±2.3	167	4273	1009±232	29.3	0.019
<i>Губа Дальнезеленецкая, бухта Дальний пляж</i>											
31.07.2006	23.09.2010	18	1276.4	7.9	96.9	25±4.9	204	9749	1984±637	28.3	0.022
<i>Губа Дальнезеленецкая, Центральное плато</i>											
7.07.2006	23.09.2010	14	621.5	6.8	33.3	16.7±2.3	193	2207	744±206	10.4	0.016
<i>Губа Ярнышная, осевая часть</i>											
6.08.2008	24.09.2010	11	778.5	14.6	74.7	30.3±5.5	1480	9502	3750±883	17.5	0.022
<i>Губа Чула, бухта Левая</i>											
23.06.2006	14.09.2010	13	505.5	7.6	54.8	21.2±3.8	277	1520	589±98.9	10.5	0.021
<i>Губа Чула, бухта Круглая</i>											
2.09.2006	30.10.2010	15	1016.4	3.9	25.9	13.1±1.5	150	673	480±40.7	10.1	0.010
<i>Губа Чула, осевая часть</i>											
13.06.2009	4.08.2010	5	64.3	22.9	70.0	44.4±9.9	746	2504	1503±378	2.6	0.040

За период наблюдения вертикальный поток осадочного вещества во всех губах изменялся в широком диапазоне (табл. 1). На Мурманском побережье максимальное количество осаждающегося вещества зафиксировано в августе 2010 г., вероятно, было вызвано осаждением вещества после сильных ветровых волнений. В целом наблюдается увеличение количества осаждающегося вещества в осенне-зимний период и уменьшенный в весенне-летний. На Карельском побережье в целом наблюдается увеличение количества осаждающегося вещества в июне и уменьшение в осенне-зимний период. Вероятно, такое различие заливов Мурманского и Карельского побережий связано с ледовыми условиями Белого моря. Полученные данные по вертикальным потокам осадочного вещества в заливах Мурманского и Карельского побережий превышают аналогичные данные по открытым глубоководным акваториям Арктических морей. Количество вещества сопоставимо с потоками в фиордах Норвегии и в эстуариях крупных рек Белого и Карского морей [1], где скорость осадконакопления велика и достигает десятков миллиметров в год [3]. В изученных заливах нет крупных водотоков, способных компенсировать расход вещества (самый крупный водоток впадает в губу Ярнышная и способен компенсировать не более 15-17% от расхода). Следовательно, основная часть вещества поступает в залив в результате многих параллельно существующих процессов: абразии берегов, плоскостного смыва с водораздельных пространств, выпадения из атмосферы (аэрозоли), размыва морского дна, ледового разноса и формирования автохтонного вещества. Несмотря на то, что количество вещества участвующего в вертикальных потоках во всех заливах большое, оно составляет всего 15-18% от валового запаса взвеси над нефелойдным слоем в заливах Мурманского побережья и менее 3% в заливе Карельского побережья.

Состав осадочного вещества накапливающегося в МСЛ очень разнообразный, но основную массу и объем вещества составляет хлопьевидный и спутано-волоконистый детрит размером менее 50 мкм. Осадочное вещество крупнее 10 мкм состоит из литогенного и биогенного материала.

Биогенная часть вещества представлена: погибшими организмами микропланктона, большим количеством пеллет зоопланктона, обломками раковин моллюсков, раковинами фораминифер, игл морских ежей, остатками трубок полихет, обрывками нитевидных макрофитов, линными шкурками. Суммарный поток планктонных организмов достигает: в заливах Мурманского побережья 35 мг·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>, в губе Чула 80 мг·м<sup>-2</sup>·сут<sup>-1</sup>. В сообществе фитопланктона преобладают колониальные формы диатомовых водорослей. Чаше доминируют пеннатные диатомовые водоросли, содержание которых достигает 75% всего планктонного сообщества. Реже преобладают центрические диатомовые водоросли – до 55%. Постоянно, присутствуют динофлагелляты, зеленые и жгутиковые водоросли. Постоянно в МСЛ обнаруживаются заплывшие и заплывшие животные (вислоногие раки, брюхоногие моллюски и личинки высших раков, изредка мальки рыб).

Основная масса литогенного материала во всех пробах представлена частицами размером менее 100 мкм. Среди кластической части резко доминируют зерна кварца разной степени окатанности. Постоянно присутствуют зерна плагиоклаза, калиевого полевого шпата, листочки биотита. Встречаются амфиболы, черные рудные минералы, обломки вулканического стекла и горных пород, а так же лимонитовые стяжения и корочки. Размер минеральных зерен достигает 0,3-0,6 мм, окатанность изменяется от 0 до 4 класса, но преобладают угловатые обломки (0-1 класс).

Таблица 2. Средняя плотность формирующегося нефелоидного слоя осадка

Побережье	Плотность										
	Удельная, г/см <sup>3</sup>				Объемная, г/см <sup>3</sup>			Скелета осадка, мг/см <sup>3</sup>			
	n	min	max	средняя	min	max	средняя	n	min	max	средняя
Мурманское	18	1.76	2.22	2.00±0.04	1.04	1.23	1.11±0.02	65	13	299	80±9
Зима-весна	7	1.76	2.11	1.98±0.05	1.06	1.22	1.13±0.03	10	80	299	197±25
Лето-осень	11	1.80	2.22	2.02±0.05	1.04	1.23	1.10±0.02	55	13	182	61±6
Карельское	10	1.42	2.02	1.69±0.07	1.04	1.14	1.06±0.01	33	9	118	41±6
Зима-весна	1	2.02			1.05			2	97	118	–
Лето-осень	9	1.42	1.94	1.66±0.07	1.04	1.14	1.06±0.01	31	9	52	33±2

Полученные данные позволяют определить возможную мощность формирующегося нефелоидного слоя осадка и скорость седиментации, при условии полной аккумуляции вещества (табл. 1). Необходимо отметить, что круглогодичные наблюдения были проведены в обеих губах Мурманского побережья, а в губе Чупа только в бухте Круглая. В бухте Левая и осевой части губы Чупа МСЛ устанавливались только в летне-осенний период. Считается, что скорость осадконакопления в прибрежной зоне Мурманского побережья составляет 3-5 мм в год [4, 5]. Исходя из наших данных, средняя скорость аккумуляции в губе Ярнышной может составлять 8 мм·год<sup>-1</sup>, в бухтах губы Дальнезеленецкой 6,5-7 мм·год<sup>-1</sup>, в районе Центрального плато 5,5 мм·год<sup>-1</sup>. Современная скорость осадконакопления в Кандалакшском заливе, напротив губы Чупа, оценивается в 0,24-0,3 мм·год<sup>-1</sup>, в осевой части губы 0,46 мм·год<sup>-1</sup> [6]. Известно, что во внутренних частях заливов скорость аккумуляции выше, чем в открытых акваториях моря [6, 7, 8, 9, 10, 11]. В бухте Круглая губы Чупа средняя скорость аккумуляции может составлять 3,5-4 мм·год<sup>-1</sup>, исходя из летне-осенних данных по бухте Левая скорость осадконакопления в ней несколько больше и, вероятно, еще более высокая скорость осадконакопления может быть в осевой части губы, но данных по двум последним районам недостаточно. Формируемый в результате оседание суспензионных частиц нефелоидный слой осадка, по-видимому, нельзя рассматривать как слой отложений, так как он легко может быть уничтожен различными процессами. Вероятно, к нему применим термин «первичный» слой отложений, из которого только часть вещества (тяжелые, крупные частицы и тонкое, легкое вещество, сконцентрированное в подошве слоя) будет формировать донные отложения. По физическим свойствам «первичный» слой отложений представляет собой мягкую (объемная плотность близка к 1), сильно обводненную (весовая влажность 93-99%) суспензию, в которой плотность скелета (твердых частиц) не превышает 300 мг/см<sup>3</sup> (табл. 2). Как видно из табл. 2 в заливах Мурманского побережья удельная плотность и плотность скелета отложений значительно выше, чем в губе Чупа. Это однозначно свидетельствует о том, что в заливах Мурманского побережья в формирующемся «первичном» слое отложений содержится больше минеральных частиц.

Плотность взвешенных частиц *in situ* трудноопределимая величина, из-за методических ограничений. Поэтому это свойство взвеси малоизученно. Опубликованные данные свидетельствуют о небольшом диапазоне изменения удельного веса суспензионных частиц. По литературным данным [12, 13, 14, 15, 16, 17] удельный вес тотального взвешенного вещества, организмов фитопланктона и пелет зоопланктона изменяется от 1.03 до 1.33 г/см<sup>3</sup>. Помимо этого есть данные о том, что удельный вес отмерших органических частиц может быть меньше плотности воды [18]. Исходя из полученных данных (объема и веса влажного и сухого вещества, времени и мощности водного столба) рассчитана средняя удельная плотность осаждающегося вещества (табл. 3). Как видно из таблицы плотность осаждающегося вещества в губе Чупа несколько ниже, чем в заливах Мурманского побережья. С большой долей вероятности, можно говорить о том, что это связано с большей долей органических частиц в составе взвеси в губе Чупа. Низкий средний удельный вес осаждающихся частиц свидетельствует с одной стороны о малой доли минеральных частиц в составе сестона, с другой стороны о присутствии частиц с плотностью меньше плотности воды. Частицы с плотностью меньшей плотности среды могут вовлекаться в осадконакопление только совместно с более тяжелыми частицами (в составе пелет зоопланктона, заполнения линных шкур или хлопьевидных агрегатов полигенного состава) в процессе биоседиментации [1].

Таблица 3. Средняя плотность осаждающегося вещества

Побережья	Количество определений	Удельная плотность, г/см <sup>3</sup>		
		min	max	средняя
Мурманское	65	1.04	1.32	1.10±0.007
Карельское	33	1.04	1.15	1.07±0.004

Проведенные пятилетние исследования вертикальных потоков вещества в двух различных районах, с большой долей вероятности, позволяют констатировать две вещи:

Первое: осадконакопления в заливах Мурманского побережья протекает значительно быстрее, чем в заливах Карельского побережья; второе: в заливах Мурманского побережья в составе осаждающегося вещества больше кластического материала и меньше биогенного вещества, чем в составе осаждающегося вещества в заливе Карельского побережья. Это подтверждается вертикальным потоком биогенного вещества, который в губе Чула в 3-5 раз больше чем в заливах Мурманского побережья. Представляется перспективным исследование плотностных свойств суспензионных частиц, которое позволяет судить о скорости осадконакопления и преобладающем составе осадочного вещества. Полученные средние значения тотальной плотности осаждающегося вещества соответствуют удельному весу панцирям диатомовых водорослей и пелетам зоопланктона.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Лисицин А.П., Шевченко В.П., Виноградов М.Е., и др. Потоки осадочного вещества в Карском море и в эстуариях Оби и Енисея // *Океанология*. – 1994. – Т. 34. – № 5. – С. 748-758.
2. Федоров В.Д. О методах изучения фитопланктона и его активности. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – 167 с.
3. Gorlich K., Weslawski J.M., Zajaczkowski M. Suspension settling effect on macrobenthos biomass distribution in the Hornsund fjord, Spitsbergen // *Polar Research*. – 1987. – V. 5. – P. 175-192.
4. Герасимова М.В. Взвешенное вещество водотоков Мурманского побережья (Восточный Мурман) и его роль в прибрежном осадконакоплении. Автор. дис. ... канд. геогр. наук. – Мурманск: ММБИ КНЦ РАН, 2004. – 22 с.
5. Гуревич В.И. Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа. – М.: Научный мир, 2002. – 135 с.
6. Aliev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov S.N. et al. Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region // *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. – 2007. – V. 274. – № 2. – P. 315-321.
7. Айбулатов Н.А. Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 271 с.
8. Медведев В.С., Невеский Е.Н. Новые данные об осадкообразовании в Белом море в поздне-последнее время // *Доклады АН СССР*. – 1971. – Т. 200. – № 1. – С. 8-12.
9. Медведев В.С., Потехина Е.М. Вынос терригенной взвеси ледниками Новой Земли в Баренцево море // *Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана*. – М.: Наука, 1990. – С. 103-110.
10. Митяев М.В., Герасимова М.В., Дружков Н.В. Перенос взвешенного вещества в водотоках Мурманского побережья // *Водные ресурсы*. – 2005. – Т. 32. – № 3. – С. 301-306.
11. Политова Н.В., Шевченко В.П., Айбулатов Н.А. и др. Влияние ледников Новой Земли на современное осадконакопление на примере залива Русская гавань (Северный остров архипелага Новая Земля) // *Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов*. – Архангельск: Изд-во АГТУ, 2004. – Т. 2. – С. 172-176.
12. Anderson R.C. A modified flotation technique for Sorting bottom fauna samples // *Idid*. – 1959. – № 4. – P. 223-225.
13. Eppley R.W., Holmes R.W., Strickland J.D. Sinking rates of marine phytoplankton measured with a fluorometer // *Exp. Mar. Biol. And Ecol.* – 1967. – № 2. – P. 191-208.
14. Dillon W.P. Flotation technique for separating fecal pellets and small marine organisms from sand // *Limnol. and Oceanogr.* – 1964. – № 9. – P. 601-602.
15. Hagmeier E. Zum gehalt on seston and plankton in tropischen Atlantik // *Helgonland Wiss. Meeresuntersuch.* – 1964. – № 3/4. – P. 270-286.
16. Hobson L.A. The seasonal and vertical distribution of suspended particulate matter in an area of the North-east Pacific Ocean // *Limnol. and Oceanogr.* – 1967. – № 2. – P. 642-649.
17. Zeitzschel B. The quantity, composition and distribution of suspended particulate matter in the gulf California // *Mar. Biol.* – 1970. – P. 305-318.
18. Витюк Д.М. Взвешенное вещество и его биогенные компоненты. – Киев: Наука думка, 1983. – 212 с.

**РУСЛОВАЯ И БАСЕЙНОВАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ СТОКА НАНОСОВ В ФОРМИРОВАНИИ  
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ СВИТ РЕК СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ**

**Мозжерин В.В.**

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, vadim\_mozzherin@mail.ru*

**CHANNEL AND BASIN COMPONENTS OF SEDIMENT YIELD IN THE FORMATION OF  
QUATERNARY ALLUVIAL SUITES OF RIVERS OF THE MIDDLE VOLGA REGION**

**Mozzherin V.V.**

*Kazan (Volga region) Federal University, Kazan*

Исследования стока наносов рек приводят к выводу о формировании его с одной стороны за счет эрозии русла реки и ее берегов (русловая составляющая), а с другой стороны – за счет различных процессов механической денудации на поверхности речного бассейна (бассейновая составляющая) [1]. Преобладание в стоке наносов либо продуктов руслового размыва, либо продуктов денудации водосборов (в первую очередь его склонов) позволяет подразделить все речные бассейны равнин Земли на области господства русловой и бассейновой эрозии. Принципиальные различия двух систем проявляются в структуре процессов механической денудации и аккумуляции её продуктов, в особенностях транспорта, степени транзитности и режиме стока речных наносов, а также в соотношении между их взвешенной и влекомой составляющими, в характере зависимости модулей стока взвешенных наносов от площадей бассейнов, в строении, мощности и крупности аллювия и в его взаимоотношении со склоновыми отложениями. Различны также уклоны и динамика русел, некоторые черты морфологии речных долин, степень сохранности реликтовых форм, общая тенденция развития рельефа, интенсивность заиления русел и пойм, прудов и водохранилищ и т.д. Рассматриваемое расчленение эрозии в определенной мере характеризует и общее направление развития рельефа – соотношение между долинообразованием или врезанием рек и планацией рельефа [2].

Наиболее объективными критериями расчленения стока наносов на русловую и бассейновую составляющие являются анализ объема и внутригодовой структуры стока наносов, стационарные наблюдения за интенсивностью экзогенных процессов в речном водосборе и стоком наносов, а также изучение вещественного состава перемещаемого материала [3]. Первые попытки разделения стока наносов на русловую и бассейновую составляющие связаны с генетическим расчленением гидрографов мутности. К русловой составляющей стока наносов относится мутность за весь меженный период, исключая половодье и дождевые паводки, мутность которых срезается на графике и считается бассейновой. Несомненным достоинством способа является высокая наглядность и относительная простота процедуры расчленения, во многом аналогичная генетическому расчленению гидрографов водного стока.

Другой способ количественной оценки величины русловой эрозии основан на анализе зависимости стока наносов от меженных расходов воды. Между расходами воды и расходами наносов существует корреляционная связь, которую принято описывать степенным уравнением. Но между меженными расходами воды и наносов существует более тесная корреляционная зависимость, близкая к прямолинейной. Следовательно, всегда можно определить тот расход наносов, который соответствует известному среднегодовому расходу воды и обусловлен лишь эрозией в русле реки. Вычитая расход наносов руслового происхождения из общего годового расхода, можно найти расход наносов, который характеризует эрозию талых и дождевых вод на поверхности бассейна.

Принципиально иные подходы к расчленению стока наносов на русловую и бассейновую составляющие предлагают инструментальные методы, проводимые на геоморфологических стационарах. В их основе лежат экспериментальные наблюдения за интенсивностью всего комплекса или некоторой части экзогенных процессов на поверхности речного водосбора и сопряженными с ними наблюдениями на гидрологических постах. Основными процессами, за которыми ведутся подобные наблюдения, являются овражная и почвенная эрозия, оползание, крип, гравитационные перемещения материала. Главной целью подобных наблюдений является подсчет объема перемещаемого по поверхности водосбора вещества и той его доли, что достигает речной системы. Оценка русловой составляющей стока наносов проводится в форме балансовых расчетов: из всего объема наносов вычитается та его часть, что поступает с поверхности водосбора [3].

Еще один метод расчленения продуктов эрозии связан с анализом минералогического и гранулометрического состава наносов и образуемых ими аллювиальных отложений. Изучение минералогического состава дает наиболее интересные результаты при неодинаковом строении различных частях речного бассейна – в первую очередь днища речной долины и ее склонов [4]. Наиболее информативными показателями гранулометрического состава наносов выступают их медианный диаметр, показатель относительной энтропии их сортировки. Предпочтение им отдано благодаря широкой известности, простоте расчета и высокой степени интерпретируемости с гидролого-геоморфологических позиций. Размерность наносов в современных условиях отчетливо отражает структуру эрозии в речном бассейне. Наиболее крупные наносы и крупнозернистый аллювий формируются в



тайге, что вызвано практически повсеместным господством в этой зоне русловой эрозии, при которой возможен захват и перенос сравнительно крупного материала. В более южных зонах состав наносов и современного аллювия начинает смещаться в сторону мелких фракций, что объясняется монотонным сокращением залесенности речных бассейнов и переносом интенсивности эрозии с русла на поверхность речного бассейна. Наиболее подвержен размыву почвенный слой, что и обуславливает преобладание тонких частиц. Отсортированность наносов, оцениваемая по показателю относительной энтропии, не столь изменчива, как крупность, но также заметно ее улучшение в зонах с повышенным стоком наносов из-за сильного преобладания 1-2 мелких фракций.

Русловая система эрозии и её разновидности характерны для различных природных зон с сомкнутым естественным растительным покровом, не нарушенным или слабо нарушенным деятельностью человека (преимущественно гумидные и семигумидные зоны умеренного пояса и тропиков). Из всех процессов механической денудации подлинно общее значение имеют процессы эрозии в русле и по берегам рек (линейная эрозия). В развитии рельефа преобладает вертикальное расчленение и, следовательно, большие уклоны поверхности бассейнов при сравнительно лучшей сохранности реликтовых форм рельефа на водоразделах под сомкнутым растительным покровом. Уклоны продольных профилей рек в значительной степени определяются их водностью (коэффициент прямолинейной корреляции – 0,68) и по сравнению с равновеликими реками бассейновых систем обладают меньшими значениями. Для русловых систем характерны относительно небольшие величины речного стока наносов и мутности речных вод. На подавляющих площадях развития русловых систем модули стока наносов не превышают 10-15 т/год·км<sup>2</sup> [2], что меньше модулей в бассейновых системах. Модули стока наносов связаны с площадью речного бассейна прямой пропорциональностью. Основным поставщиком наносов служат русловые размывы, с которыми в лесных зонах умеренного пояса с сохранившимися природными ландшафтами связано в среднем 76-81 % переносимых реками взвешенных наносов (табл.) [3]. При господстве русловой эрозии взвешенные наносы довольно крупные и отсортированные (медианный диаметр – 0,06-0,07 мм), влекомые наносы ещё крупнее и лучше отсортированы. Повсеместно происходит формирование аллювия «нормальной» мощности.

Таблица. Соотношение доли русловой и бассейновой составляющих современного стока взвешенных наносов рек в естественных условиях различных природных зон равнин

Природная зона	Количество определений	Метод генетического расчленения гидрографов мутности		Метод анализа корреляционной зависимости межженных расходов воды и стока наносов	
		Доля русловой составляющей, %	Бассейновая составляющая в долях таежной зоны	Доля русловой составляющей, %	Бассейновая составляющая в долях таежной зоны
Тундра и лесотундра	3	36 30-41	3,4 : 1,0	41 30-52	3,5 : 1,0
Тайга	64	81 62-85	1,0 : 1,0	83 59-100	1,0 : 1,0
Широколиственный лес	2	76 74-77	1,3 : 1,0	76 66-86	1,4 : 1,0
Лесостепь	2	42 34-51	3,1 : 1,0	26 21-32	4,4 : 1,0
Степь	1	19 19-19	4,3 : 1,0	46 46-46	3,2 : 1,0
Полупустыня умеренного пояса	20	19 8-26	4,3 : 1,0	11 0-23	5,2 : 1,0

Современная бассейновая система характерна для ландшафтов с отсутствием сомкнутого растительного покрова, где значительное развитие получают процессы почвенно-овражной эрозии и денудации, что характерно для территорий со средне и сильно хозяйственно изменёнными природными ландшафтами, а в естественных условиях для гляциальной, перигляциальной, семиаридной и частично семигумидной областей. В развитии рельефа преобладает планация, уменьшение уклонов поверхности речных бассейнов. При длительном развитии в 3-5 раз по сравнению с реками лесных зон увеличиваются уклоны продольных профилей рек. Отличительной чертой функционирования бассейновой системы является повышенные сток наносов (сотни и тысячи т/год·км<sup>2</sup>) и мутность речных вод [2]. Основной поставщик последних – бассейновая эрозия, которая доминирует над русловой компонентой (доля продуктов русловых размывов в природных разновидностях бассейновой системы снижается до 8-23%). При развитии бассейновой эрозии за счёт поступления почвенного мелкозёма крупность взвешенных наносов уменьшается в среднем до 0,03-0,04 мм при некотором снижении их отсортированности [3]. Мощность аллювия повышена по сравнению с русловыми эрозионными системами. В антропогенных бассейновых системах на поверхности пойм и первых надпойменных террас формируется т.н. наилок, происхождение которого связано с агрикультурной деятельностью. С увеличением площадей реч-

ных бассейнов модули стока наносов рек уменьшаются тем значительнее, чем лучше выражена бассейновая составляющая эрозии. При этом наибольшее увеличение происходит в малых речных бассейнах.

Не менее отчетливо были выражены смены систем эрозии в речных бассейнах равнин во времени, что отражается в строении аллювия, слагающего террасы в речных долинах [3, 5]. Лучше всего геолого-геоморфологические следствия смен систем эрозии изучены в Среднем Поволжье для четвертичного времени, однако есть основание полагать, что в основных своих чертах они справедливы и для обширных территорий современного юга умеренного пояса Евразии. Для большинства речных террас всего Среднего Поволжья характерно отмечавшееся многими исследователями двучленное строение, связанное с наложением двух разновозрастных аллювиальных свит. Нижние свиты соответствуют фазам преимущественного врезания рек, а верхние – преимущественной аккумуляции. Анализ обобщенных поперечных профилей долин крупных и средних рек изучаемой территории показывает, что в плейстоцене можно насчитать восемь фаз врезания рек, шесть из которых завершились образованием аккумулятивных речных террас [5]. Последняя девятая фаза приходится на средний – поздний голоцен; она фиксирует современные природные условия региона, в которых происходило формирование поймы. Фазы врезания рек соответствуют эпохам господства русловой системы эрозии, фазам аккумуляции – эпохи господства бассейновой системы.

Русловые системы эрозии в Поволжье были господствующими в гумидном климате раннего эоплейстоцена, раннего неоплейстоцена, межледниковых эпох среднего и позднего неоплейстоцена, а также голоцена. На господство гумидного климата и сопутствующей ему русловой системе эрозии указывают результаты палеонтологических и палинологических анализов. Аллювиальные свиты, сформированные в это время, обладают общими особенностями, объединяющими их с современным аллювием поймы, еще не подверженным антропогенной перестройке. К ним относятся: залегание в эрозионных врезках на размытой поверхности подстилающих пород, четкое эрозионное прислонение к склоновым отложениям без переслаивания и вклинивания, нормальная мощность и соразмерное сочетание основных фаций, типичное для аллювия умеренного пояса, хорошо выраженная косая слоистость в русловых песках. Пользуясь терминологией В.В. Ламакина [6], можно сказать, что в нижней аллювиальной толще обнаруживается перстративный аллювий. Состав его отражает литологию пород, слагающих русло реки и борта. Гранулометрические данные, свидетельствуют, что доля продуктов русловых размывов в аллювиальных свитах составляла 69-81%, и по этому признаку древние русловые системы мало отличались от современных [3].

Бассейновые системы эрозии были широко распространены в плейстоцене Поволжья в семиаридном климате позднего эоплейстоцена, а также в перигляциальном климате среднего и позднего неоплейстоцена [3, 5]. Семиаридный и перигляциальный климаты тех эпох, а, следовательно, и господство бассейновой системы эрозии, подтверждаются данными палеонтологического и спорово-пыльцевого анализов. Основными общими признаками этих свит, указывающими на принадлежность к бассейновой системе, являются: плащеобразное залегание, выходящее за пределы предыдущего эрозионного вреза, перекрытие подстилающего аллювия русловой системы без размыва, повышенная мощность руслового аллювия и слабое развитие пойменного, переслаивание аллювия, особенно в тыловых частях террас, со склоновыми образованиями. Аллювий бассейновых систем фиксирует констративную по [6] фазу аккумуляции. Реконструкции условий формирования стока наносов в древних системах эрозии по гранулометрии аллювиальных отложений позволяют говорить, что доля продуктов русловых размывов сокращалась до 42-43%. При этом ландшафты сухих степей и полупустынь эоплейстоцена в геоморфологическом отношении, очевидно, были более деструктивны даже по сравнению с тундрами максимального днепровского оледенения.

Изложенный материал свидетельствует о том, что господство той или иной системы эрозии обуславливает смену фаз эрозии и аккумуляции в речных долинах. Эти процессы изменяют рельеф в направлении достижения динамического равновесия и сокращения до минимума интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов путем поступательного уменьшения уклонов долин глубинной эрозией или констративной аккумуляцией. Однако сами системы эрозии подвержены пространственной и временной изменчивости. Рассмотренный материал показывает, что на равнинах к факторам, контролирующим их смену, следует отнести климато-ландшафтные и антропогенные изменения природных условий. Эвстатические и тектонические колебания способны лишь усилить эти изменения или же противодействовать им.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 11-05-00489 и 11-05-00605).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дедков А.П., Мозжерин В.И. Эрозия и сток наносов на Земле. – Казань: Изд-во КГУ, 1984. – 264 с.
2. Дедков А.П., Гусаров А.В., Мозжерин В.В. Две системы эрозии в речных бассейнах равнин Земли и их взаимная трансформация (часть I) // Геоморфология. – 2008. – № 4. – С. 3-17.
3. Мозжерин В.И., Мозжерин В.В. Расчленение стока наносов на русловую и бассейновую составляющие и возможности его использования в палеогеоморфологическом анализе // XXV пленарное межвузовск. координац. совещ. по пробл. эрозионных, русловых и устьевых процессов. – Астрахань, 2010. – С. 46-55.

4. Grimshaw D.L., Lewin J. Source identification for suspended sediments // J. Hydrology. – 1980. – N 47. – P. 151-162.
5. Дедков А.П., Гусаров А.В., Мозжерин В.В. Две системы эрозии в речных бассейнах равнин Земли и их взаимная трансформация (часть II) // Геоморфология. – 2008. – № 4. – С. 17-28.
6. Ламакин В.В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений // Землеведение. – 1948. – № 2 (42). – С. 154-189.

## ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ МЕЖЛЕДНИКОВО-ЛЕДНИКОВЫЙ КЛИМАТИЧЕСКИЙ ПЕРЕХОД (МИС 5/МИС 4) ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ИК-ОСЛ ДАТИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ВОКА НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ФИНСКОГО ЗАЛИВА

Молодьков А.Н.<sup>1</sup>, Болиховская Н.С.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>НИИЛ геохронологии четвертичного периода, Институт геологии, Таллинский технический университет, Таллинн, Эстония, molodkov@gi.ee

<sup>2</sup>Географический ф-т Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова

## LATE PLEISTOCENE INTERGLACIAL-GLACIAL CLIMATIC TRANSITION (MIS 5/MIS 4) AS DERIVED FROM PALYNOLOGICAL ANALYSIS AND IR-OSL DATING OF DEPOSITS FROM THE VOKA REFERENCE SECTION, SOUTHEASTERN COAST OF THE GULF OF FINLAND

Molodkov A.N.<sup>1</sup>, Bolikhovskaya N.S.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>The Research Laboratory for Quaternary Geochronology, Institute of Geology, Tallinn University of Technology, Tallinn, Estonia

<sup>2</sup>Department of Geography, Moscow State University, Moscow

Как известно (см., напр., [1]), морские изотопные стадии (МИС) отражают глобальные изменения климата и объема покровных ледников, поэтому часто используются исследователями четвертичного периода в качестве глобального стандарта для сопоставления с ним локальных или региональных палеоклиматических событий прошлого. Одним из наиболее противоречивых событий позднего неоплейстоцена является последняя межледниковье. Коррелируемое ранее со всей 5-й стадией, с конца 70-х годов подавляющим числом исследователей оно стало сопоставляться лишь с начальным периодом этой стадии — с подстадией 5e. Поэтому длительность этого межледниковья — эемского в Западной Европе, соотносимого с микулинским межледниковьем Восточно-Европейской равнины — оценивается интервалом между 128 и 117 тыс. л. н. Интервал же между 117 и 70 тыс. л. н. (МИС 5c–5a) сопоставляется с ранневалдайским (early Weichselian) оледенением. Согласно Svendsen et al. [2], ранневалдайское Баренцево-Карское оледенение занимало огромную площадь западной части Евразийской Арктики, покрывая значительные пространства Западно-Арктического бассейна и территории суши от Скандинавии на западе до п-ова Таймыр на востоке.

В то же время нами для МИС 5 реконструирована весьма сложная климатическая структура. Данные электронно-парамагнитно-резонансного (ЭПР) анализа и определения ЭПР возраста более чем 190 раковин моллюсков из морских отложений севера Евразии [3] свидетельствуют, что продолжительность относительно высокого уровня стояния моря (минимум покровных ледников) соответствует здесь интервалу примерно от 145–140 до 70 тыс. л. н., сопоставимому с завершающей фазой стадии 6 и со всей изотопной стадией 5. Времязависимое частотное распределение всех ЭПР-датировок, полученных нами в интервале МИС 5, в основном по морским отложениям палеошельфа морей евразийского Севера, а также около 40 датировок, полученных методом оптически инфракрасно-стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ) по межморенным и межледниковым отложениям демонстрирует наличие в нем высокочастотных интервалов, возрастом около 135, 120, 110, 90 и 70 тыс. л. н., которые мы коррелируем с периодами относительно теплого климата и затопления обширных участков суши. Низкочастотные интервалы с возрастом около 130, 115, 100 и 75 тыс. л. н. сопоставляются нами с похолоданием климата и отступанием моря с затопленных территорий.

Эти наблюдения подкрепляются также данными детального палинологического анализа отложений опорных разрезов плейстоцена центра и южной части Восточно-Европейской равнины [4], в которых последнепроевские (последнемосковские) толщи представлены наиболее полно. Согласно палинологическим данным, на значительную длительность микулинской эпохи, прежде всего, указывают три следующих показателя: 1) многократные сукцессии реконструированного растительного покрова, отражающие сложный ход климатических изменений, 2) четкое выделение термоксеротической и термогигротической стадий микулинского межледникового климатического ритма и 3) наличие внутри межледниковья нескольких эндотермальных (внутримежледниковых) похолоданий, часто характеризующихся климатом интерстадиального типа. В микулинских

палинозаписях лёссово-почвенных разрезов фиксируются не менее двух эндотермальных похолоданий. Всегда четко выражен главный микулинский эндотермал, разделявший термоксеротическую и термогигротическую стадии межледникового ритма [5]. Судя по полученным данным, наиболее высокая влагообеспеченность в позднем плейстоцене была свойственна здесь всей 5-й стадии. Таким образом, полученные нами результаты не подтверждают широко распространенного представления о том, что последнее межледниковье было непродолжительным и сопоставимо лишь с изотопной подстадией 5e, а остальная часть МИС 5 (т.е. МИС 5d–5a) отвечала ледниковому времени — ранней Weichselian в Западной Европе и раннему валдаю в России. В соответствии с нашими данными, изотопной подстадии 5e отвечает, скорее всего, первый из трех климатических оптимумов (термических максимумов) этого межледниковья.

Однако, в силу многих причин, у нас до последнего времени не было совместных исследований разреза, в котором были бы представлены отложения всей 5 стадии или, по крайней мере, наиболее спорной её части — МИС 5d–5a. Такая возможность представилась лишь в последние годы, когда в обнажении Вока, расположенном в юго-восточной части побережья Финского залива (рис. 1А) нами с помощью метода ИК-ОСЛ удалось показать, что в этом обнажении, вопреки ожиданиям, сохранились осадки не Балтийского ледникового озера, возрастом от 14,4 до 12,2 тыс. л. н., а значительно более древние осадки, отлагавшиеся в эпоху, предшествовавшую последнему максимальному оледенению. Возраст этих отложений, как показали наши исследования, оказался в интервале примерно от 120 до 30 тыс. лет [6, 7]. Такие разрезы, охватывающие столь длительный период позднего неоплейстоцена в Северо-Западном регионе крайне редки. Эта уникальная находка побудила авторов приступить к детальному изучению разреза с целью определения динамики изменений растительности и климата в регионе со времени последнего (микулинского) межледниковья и до времени наступания на территорию региона ледника последнего (валдайского, МИС 2) оледенения. В ходе предыдущего цикла исследований нами были подробно реконструированы изменения растительности и климата, происходившие в период от 39 до 33 тыс. л. н. [8]. В настоящей работе нами изучены отложения, отлагавшиеся в период примерно от 96 до 58 тыс. л. н., т.е. в интервале от МИС 5с до МИС 4, включительно.

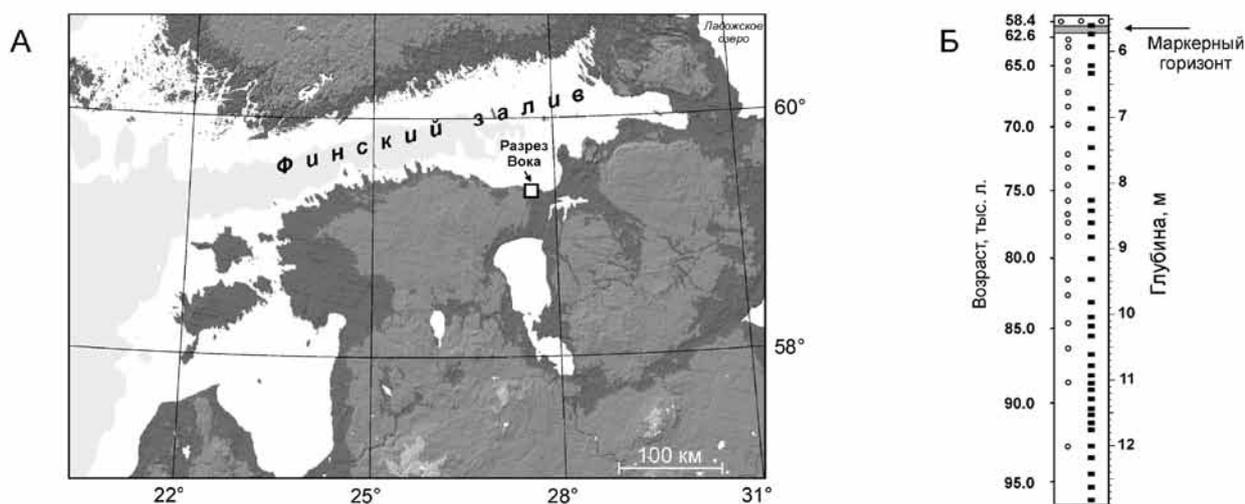


Рис. 1. Местоположение (А) и схема (Б) разреза Вока (расчистка V1-05).

Кружочками обозначены точки отбора образцов для ИК-ОСЛ датирования, чёрными прямоугольниками – для палинологического и диатомового анализов.

Исследованная 7-метровая толща, подстилающая маркирующий базальный горизонт гравия с галькой мощностью около 0,1 м (рис. 1Б), сложена мелко- и среднезернистыми песчаными и супесчаными отложениями с чередующимися глинистыми прослоями, по большей части с отчетливой параллельной слоистостью. Произведен палинологический и диатомовый анализ 36 образцов в интервале глубин от 5,8 до 12,9 м. Диатомовые водоросли в изученных образцах не обнаружены (В. Шейрене, частн. сообщ., 2011). Методом ИК-ОСЛ выполнено определение возраста 20 образцов вмещающих отложений в этом же интервале глубин. Математическая обработка полученных результатов позволила построить для исследованной толщи непрерывную геохронологическую шкалу. Расчеты показали, что накопление изученной в настоящей работе толщи отложений происходило в интервале времени примерно от 96 до 63 тыс. л. н. Возраст подстилающих и перекрывающих маркерный горизонт песков составляет 62,6 и 58,4 тыс. л., соответственно.

В ледниковых районах Северо-Запада Восточно-Европейской равнины основная трудность палинологического изучения позднеледниковых озерных, аллювиальных и морских отложений и установления их

принадлежности к межледниковому или ледниковому, межстадиальному или стадиальному климатическим ритмам обусловлена необходимостью строгой идентификации переотложенных зерен пыльцы и спор из подстилающих и более древних четвертичных осадков. В связи с этим для получения репрезентативных данных из отложений, вскрытых расчисткой VI–05 в разрезе Вока, в процессе проведенных исследований большое внимание было уделено лабораторно-аналитическим приемам, позволяющим наиболее уверенно дифференцировать автохтонные и аллохтонные компоненты палиноспектров. В связи с этим при выделении из образцов растительных микроостатков были применены самые щадящие способы физической и химической дезагрегации и диспергации осадков, не разрушающие спорополлиновые оболочки пыльцы и спор. Выполнялось детальное изучение и документирование тафономических особенностей пыльцевых и споровых зерен с помощью микроскопа AXIO Imager D1 и высокоточной цифровой камеры AXIO Cam. В ходе анализа пыльцевых концентратов под микроскопом фиксировались все пыльцевые и споровые зерна хорошей сохранности и со следами разрушения, отмечались все находки водорослей, динофлагеллят, докайнозойских палиноморф. Создана электронная база данных для каждого изученного образца, включающая снимки пыльцы и спор таксонов, несомненно, автохтонного комплекса, аллохтонных с разной степенью минерализации и деструкции пыльцевых и споровых зерен, а также снимки встреченных пресноводных зеленых водорослей родов *Pediastrum* и *Botryococcus*, диноцист (родов *Impagidinium*, *Operculodinium* и др.), докайнозойских палиноморф и т.д.

На основании детального палинологического изучения осадков, залегающих непосредственно под «маркерным» слоем на глубине 5,8-12,9 м, и рекогносцировочного анализа спорово-пыльцевых спектров из отложений на глубине 12,9-20,0 м, были получены следующие выводы о геологическом возрасте отложений и климато-фитоценологических условиях их седиментации.

Установлено, что накопление большей части проанализированной толщи (т.е. отложений в интервале 8,1-20,0 м) происходило в условиях межледникового климата.

Вся совокупность полученных для интервала 8,1-12,9 м межледниковых палиноспектров позволила заключить, что накопление вмещающих их осадков, имеющих по ИК-ОСЛ данным абсолютный возраст в интервале ~ 96-75 тыс. лет, происходило в стабильно межледниковой обстановке. Об этом неопровержимо свидетельствуют большая концентрация и хорошая сохранность зарегистрированных пыльцевых и споровых зерен, высокое процентное участие пыльцы лещины (*Corylus avellana*) и ольхи (*Alnus glutinosa*), а, прежде всего, состав изученной межледниковой лесной палинофлоры. Среди характерных таксонов термофильной межледниковой дендрофлоры изученного интервала – орех (*Juglans regia*), граб обыкновенный (*Carpinus betulus*), грабинник (*C. orientalis*), липа (*Tilia cordata*, *T. tomentosa/argentea*, *T. cf. dasystyla*), дуб (*Quercus robur*, *Q. petraea*), вяз (*Ulmus* spp.), ясень (*Fraxinus* sp.), лещина (*Corylus avellana*), ольха (*Alnus glutinosa*, *A. incana*) и др. Кроме того, полученный вывод иллюстрируют закономерные фитоценологические сукцессии, отражающие последовательные фазы в развитии широколиственных (с господством граба или преобладанием граба в составе формаций *Quercetum mixtum*) лесов, смешанных хвойно-широколиственных, березово-хвойно-широколиственных, хвойных (сосново-еловых) лесов с участием широколиственных лесообразующих пород или только бореальных лесных стадий с небольшой долей лещины и ольхи. Реконструированные фитоценологические сукцессии, свойственные термогигротической стадии и заключительным фазам и подфазам микулинского межледникового ритма, дают основание сопоставлять их с пыльцевыми зонами и подзонами М6, М6-М7, М7 и М8 микулинских отложений Центра и Северо-Запада Восточно-Европейской равнины.

Отложения на гл. 5,8-8,1 м, по всем палинологическим показателям, отвечают начальному периоду похолодания валдайского ледникового этапа. Изученные палиноспектры содержат единичные пыльцевые и споровые зерна (принадлежащие *Betula* sect. *Natural nae*, *Betula* sect. *Fruticosae*, *Pinus* sp., *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Lycoperdaceae*, *Diphazium alpinum* и др.), часто со следами значительной деструкции. В этих осадках встречено большое количество докайнозойских палиноморф – раннего и среднего ордовика, реже, каменноугольного периода и др. Таксономический состав, присутствие остатков микротермных растений (*Betula* sect. *Nanae et Fruticosae*, *Diphazium alpinum*) вкупе с преобладанием пыльцы *Artemisia* и *Chenopodiaceae* в травянисто-кустарничковой группе, а также тафономические особенности спорово-пыльцевых комплексов рассматриваемых отложений однозначно указывают на их накопление в суровое ледниковое время.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V. 28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10<sup>5</sup> year and 10<sup>6</sup> year scale // *Quaternary Research*. – 1973. – V. 3. – P. 39-55.
2. Svendsen J.I., Astakhov V. , Bolshiyakov et. al. Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian // *Boreas*. – 1999. – V. 28. – P. 234-242.
3. Molodkov A., Bolikhovskaya N. Climate change dynamics in Northern Eurasia over the last 200 ka: Evidence from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and vegetation successions of the loess-palaeosol records // *Quaternary International*. 2009. – V. 201. – P. 67-76.

4. Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 270 с.
5. Болиховская Н.С. Пространственно-временные закономерности развития растительности и климата Северной Евразии в неоплейстоцене // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2007. – № 4 (32). – С. 2-28.
6. Molodkov A. IR-OSL dating of uranium-rich deposits from the new late Pleistocene section at the Voka site, North-Eastern Estonia // Quaternary Geochronology. – 2007. – V. 2. – P. 208-215.
7. Molodkov A., Bolikhovskaya N., Miidel A., Ploom K. The sedimentary sequence recovered from the Voka outcrops, North-Eastern Estonia: Implications for late Pleistocene stratigraphy // Estonian J. of Earth Sciences. – 2007. – V. 56. – P. 47-62.
8. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Эволюция растительности и климата на юго-восточном побережье Финского залива в интервале 39–33 тыс. лет назад // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2009. – № 6. – С. 47-54.

## ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Назаров Д.В.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, [nazarov@dn15256.spb.edu](mailto:nazarov@dn15256.spb.edu)

## QUATERNARY SEDIMENTS IN THE CENTRAL PART OF NORTHERN WEST SIBERIA

Nazarov D.V.

Saint-Petersburg University, Saint-Petersburg

С севером Западной Сибири связаны главные загадки истории позднего плейстоцена арктической Евразии, которые являются объектом многолетних усилий многих международных коллективов. Оставалось неясным количество и качество ледниковых экспансий и морских трансгрессий на территорию современной западно-сибирской суши в позднечетвертичное время.

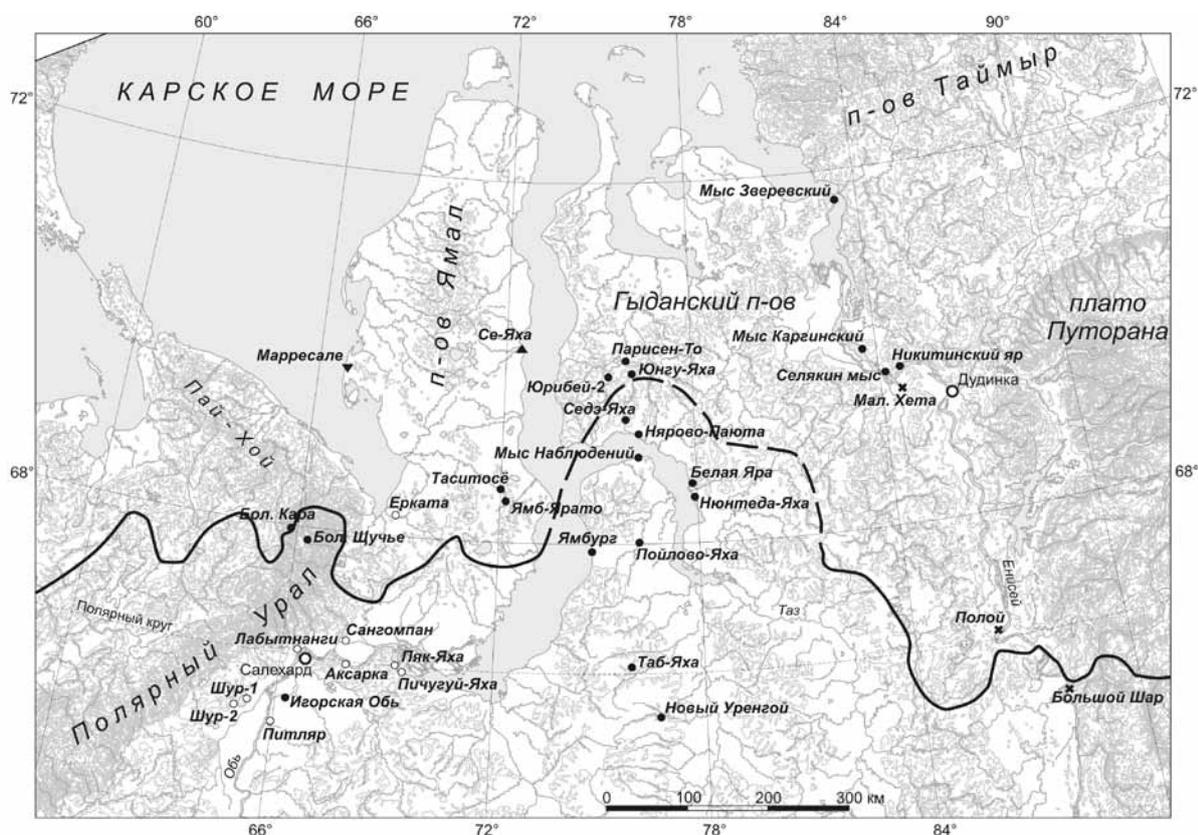


Рис. 1. Опорные разрезы четвертичных отложений, изученные в 2000-2009 гг.: ● Д.В. Назаровым, ○ В.И. Астаховым и Д.В. Назаровым, × В.И. Астаховым и Я. Мангерудом по (Назаров, 2007; Астахов, Мангеруд, 2007; Астахов, Назаров, 2010) с дополнениями; ~- граница позднеплейстоценового максимума покровного оледенения по (Astakhov, 2006); ▼ Forman et al., 2002; ▲ Васильчук, 1992.

Таблица 1. Корреляция местных стратиграфических подразделений четвертичных отложений на севере Западной Сибири

п-ов Ямал и Нижняя Обь (Зубаков, 1972; Лазуков, 1970; Васильчук, 1992; Fotman, 2002; Астахов и др., 2005, 2007; Астахов, 2006 с изменениями)	Центральная часть западно-сибирской Арктики (Назаров, 2007; Астахов, Назаров, 2010 с дополнениями)	Нижний Енисей (Зубаков, 1972; Кинд, 1974; Каплинская, Тарноградский, 1975; Astakhov & Isayeva, 1988; Архипов, 1990; Астахов, Мангеруд, 2005, 2007 с дополнениями)
Торфяники, аллювий пойм <sup>14</sup> C= 9-1 тыс. лет	Аллювий первой террасы и поймы, торфяники водоразделов <sup>14</sup> C= 11-8 тыс. лет	Аллювий пойм, игаркинский торфяник <sup>14</sup> C= 9.2-3.6 тыс. лет
Байдарацкие золотые и флювиальные пески IRSL= 19 и 13 тыс. лет <sup>14</sup> C= 16-12 тыс. лет	Аллювий второй террасы <sup>14</sup> C= 18 и 16 тыс. лет	Субаэральный покров: золотые пески, лессовидные алевриты
Сеяхинские алевриты и пески с ледяными жилами и слоями торфа <sup>14</sup> C= 37-12 тыс. лет	Покровные алевриты с жильными льдами <sup>14</sup> C= 24-16 тыс. лет	Торф <sup>14</sup> C=36-27 тыс. лет ОСЛ= 49-27 тыс. лет <sup>14</sup> C= 39-11 тыс. лет
Варьяхинские алевриты с торфом IRSL= 45-36 тыс. лет, <sup>14</sup> C= 33-25 тыс. лет	Аллювий III террасы, озерные пески и алеериты междуречий с остатками мамонтов ОСЛ= 37-24 тыс. лет <sup>14</sup> C= >30, 28-25 тыс. лет	Полойский аллювий II террасы ОСЛ= 58-42 тыс. лет, <sup>14</sup> C= 47-37 тыс. лет
Еркатинские озерные и золотые пески над глетчерным льдом ОСЛ= 72-59 тыс. лет	Кости мамонтовой фауны <sup>14</sup> C= 44±1,8, 41,4±1,3 и ≥44,8	Большешаровский зандр ОСЛ=среднее 58,6 тыс. лет из 11 дат
Сангомпанские озерно-ледниковые ритмиты и пески ОСЛ= 75 и 73 тыс. лет	Юрибейская свита: водно-ледниковые пески и глины ОСЛ=среднее 63 тыс. лет из 6 дат	Зырянские и ермаковские морены, ангутихинские слои и озерно-ледниковые ритмиты Большого Шара
Карский диамиктон с глетчерным льдом и ленточные глины	Диамиктон северного Гыдана с пластовыми льдами	Лессовидные алевриты с торфянистыми прослоями М. Хеты ОСЛ=98-79 тыс. лет
Лабсуйягинские пески	Зверевская свита: морские пески и галечники с раковинами аркто- бореальных моллюсков, ОСЛ=среднее 77 тыс. лет из 10 дат	Аллювий основания разрезов на отрезке Ермаково-Туруханск ОСЛ= среднее 84 тыс. лет из 14 дат (Astakhov et al., 2010)
Нижнесангомпанские флювиальные и субаэральные пески с таежными семенами ОСЛ= среднее 80 тыс. лет из 16 дат	Аллювиальные и озерные пески с торфом ОСЛ= 77 и 74 тыс. лет, <sup>14</sup> C= > 47,5 тыс. лет	Малохетский аллювий с лесной пылью ОСЛ= 112-80 тыс. лет <sup>14</sup> C= > 48 тыс. лет
Шурышкарский торфяник с южно- таежной пылью Th/U=133 и 141 тыс. лет ОСЛ=100 и 82 тыс. лет <sup>14</sup> C=>47,2 тыс. лет	Паютинская свита: морские пески и глинистые алеериты ОСЛ= среднее 136,7 тыс. лет из 31 дат <sup>14</sup> C= > 50,7 тыс. лет	Морские пески мыса Каргинского с раковинами моллюсков и таежной флорой ЭПР= 121,9 тыс. лет, ОСЛ= среднее 111,5 тыс. лет из 7 дат
Нямсинская свита: морские пески и алеериты с раковинами бореальных моллюсков	Нямсинская свита: морские пески и алеериты с раковинами бореальных моллюсков	Селякинские озерно-ледниковые ритмиты мощностью до 25 м
Алевро-глинистые ритмиты мощностью до 35 м салехардской (салемальской) свиты ОСЛ=197 и 192 тыс. лет	Озерно-ледниковые алевритово-глинистые ритмиты мощностью до 30 м	Санчуговская морена: ледниковый диамиктон с блоками морских глин и песков мощностью 30-60 м ОСЛ= 169 и 168 тыс. лет
Валунно-галечный диамиктон мощностью до 100 м салехардской (салемальской) свиты	Нижняя диамиктовая толща (основная морена) ОСЛ= 297-228 тыс. лет	
	Флювиогляциальные пески и галечники ОСЛ= 305 и 260 тыс. лет	

климатостратиграфическая корреляция: белый цвет - образования ледниковых эпох, серый цвет - образования умеренных климатов

На Гыданском и Тазовском п-овах не было описано ни одного стратотипического или опорного разреза четвертичных отложений. Классические, лучше всего изученные страторайоны расположены по периферии Западно-Сибирской равнины, в низовьях Оби и Енисея. Созданные на их основе местные и региональная стратиграфические схемы не обеспечивают корреляцию четвертичных толщ на обширных пространствах центральной части севера величайшей равнины.

Для разрешения указанных проблем требуется: 1) реконструировать главные этапы осадконакопления конца плейстоцена для центральной части севера Западной Сибири; 2) разработать местную стратиграфическую схему центральной части севера Западной Сибири на климатостратиграфической основе; 3) скоррелировать ее со схемами соседних страторайонов.

Основываясь на данных полевого изучения 30 опорных разрезов севера Западной Сибири и Полярного Урала (рис. 1) с использованием 37 радиоуглеродных возрастов и 140 дат, полученных методом оптически стимулированной люминесценции, установлено следующее [1]:

1. Отложения верхней части среднего неоплейстоцена и верхнего неоплейстоцена центральной части севера Западной Сибири сформировались за пять последовательных этапов осадконакопления: 1) среднеплейстоценового покровного оледенения с обширным подпрудным водоемом у фронта ледника; 2) максимальной для позднего неоплейстоцена трансгрессии моря с бореальной фауной (нямсинская и паютинская свиты); 3) второй морской трансгрессии с аркто-бореальной фауной (зверевская свита); 4) покровного оледенения к северу от Гыданской гряды (льдистые морены и юрибейская свита); 5) перигляциального этапа с преобладанием субаэральной обстановки осадконакопления.

2. Морские нямсинская и паютинская свиты являются главным стратиграфическим репером в центральной части севера Западной Сибири (табл. 1, рис. 2) и примерно синхронны малохетскому аллювию и каргинским морским слоям низовий Енисея, шурышкарскому торфянику и пяк-яхинскому аллювию Нижней Оби. Вышележащий ледниковый комплекс п-ова Гыдан вместе с юрибейской свитой коррелируется с сангомпанскими подпрудно-озерными осадками на Нижней Оби, верхними моренами Ямала и заполярного Енисея.

3. Выходящие на дневную поверхность четвертичные отложения центральной части севера Западной Сибири по данным геохронометрии и согласно палеоклиматическому сигналу имеют возраст следующих ступеней общей шкалы (табл. 2): а) нижний ледниковый комплекс – 6 ступени среднего неоплейстоцена, б) пере-

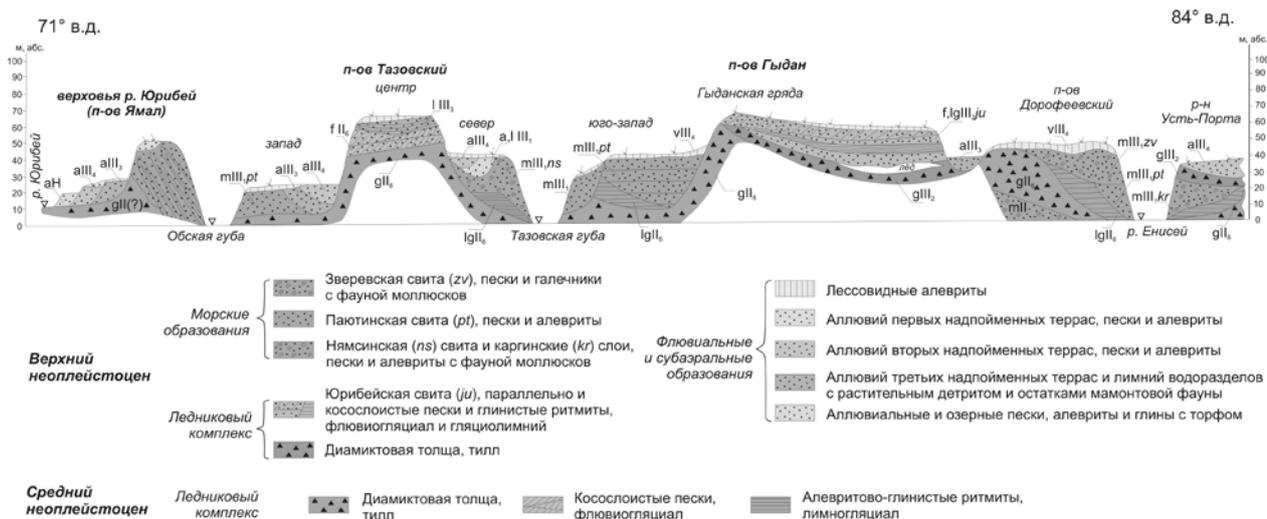


Рис. 2. Схема залегания неоплейстоценовых отложений центральной части севера Западной Сибири по данным полевых наблюдений 2003-2009 гг. (горизонтальный масштаб – произвольный).

крывающие морские свиты – 1 ступени верхнего неоплейстоцена, в) морены и юрибейская свита водноледниковых осадков п-ова Гыдан – 2 ступени верхнего неоплейстоцена, г) озерные осадки и аллювий III террас с трупами мамонтов – 3 ступени, д) льдистый лессовидный покров и аллювий II террас – 4 ступени верхнего неоплейстоцена.

Предложена первая местная стратиграфическая схема видимой (выходящей на дневную поверхность) части покрова четвертичных отложений для центральной части севера Западной Сибири (табл. 1 и 2). Впервые в Западной Сибири морские отложения двух трансгрессий геохронометрически скоррелированы с глобальным

Таблица 2. Корреляция местных стратиграфических подразделений центральной части севера Западной Сибири со стратонами общей и региональных стратиграфических шкал; справа – сравнение с палеоклиматическими сигналами в донных отложениях Северного Ледовитого океана.

Общая стратиграфическая шкала (МСК, 2007)		Региональные горизонты Унифицированной региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины (2000)	Региональные горизонты с геохронометрическими метками в тыс. лет (по Астахову, 2006)	Местные стратиграфические подразделения центральной части западно-сибирской Арктики п-ова Гыданский и Тазовский, верховья р. Юрибей на п-ове Ямал (Назаров, 2007; Астахов, Назаров, 2010 с дополнениями)		Биотический сигнал в кернах донных отложений Северного Ледовитого океана (Polyak et al., 2010)	Содержание обломков ледового разнуса в кернах донных отложений хр. Ломоносова, Северный Ледовитый океан (Polyak et al., 2010)	
Система	Надраздел (отдел)			Раздел (подотдел)	Эпоха			Ступень
Четвертичная	Плейстоцен	Неоплейстоцен	Верхнее	Четвертая	Современный	Аллювий первой террасы и поймы, торфяники водоразделов $^{14}C = 11-8$ тыс. лет	0 20 40 60 %, субарктические планктонные фораминиферы	
				Третья	Сартанский	Аллювий второй террасы $^{14}C = 18$ и 16 тыс. лет	Покровные алевроиты с жильными льдами $^{14}C = 24-16$ тыс. лет	а) хребет Менделеева б) к северу от Гренландии
	Первая	Вторая	Каргинский	Аллювий III террасы, озерные пески и алевроиты междуречий с остатками мамонтов ОСЛ=37-24 тыс. лет; $^{14}C \rightarrow 30, 28-25$ тыс. лет	Юрибейская свита: водно-ледниковые пески и глины, ОСЛ=среднее 63 тыс. лет из 10 дат	Диамиктон северного Гыдана с пластовыми льдами	МИС 4	
		Шестая	Ермаковский	Зырянский ОСЛ= 98-59 IRSL= 45, 41, 36	Зверевская свита: морские пески и галечники с аркто-бореальной фауной, ОСЛ=среднее 77 тыс. лет из 10 дат	Аллювиальные и озерные пески с торфом, $^{14}C = 77, 74, ^{14}C > 47.5$ тыс. лет	МИС 5а	
	Среднее	Шестая	Тазовский	Казанцевский	Малохетский (каргинский) ЭПР= 135-122 ОСЛ= 138-100 U/Th= 141,133	Паютинская свита: морские пески и глинистые алевроиты ОСЛ= среднее 136,7 тыс. лет из 31 даты $^{14}C = > 50,7$ тыс. лет	Нямсинская свита: морские пески и алевроиты с бореальной фауной	МИС 5е
				Тазовский	Нижняя диамиктовая толща (основная морена) ОСЛ= 297-228 тыс. лет	Флювиогляциальные пески и галечники ОСЛ = 305 и 260 тыс. лет	МИС 6	

Климатостратиграфическая корреляция: белый цвет - образования ледниковых эпох, серый цвет - образования умеренных климатов



повышением уровня мирового океана во время морской изотопной стадии 5. На базе многочисленных дат, полученных методами оптически стимулированной люминесценции и радиоуглеродным, впервые проведена корреляция местных стратонамов и этапов позднеплейстоценовой истории со стратонамами и событиями соседних районов, а также с глобальными климатическими ритмами.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Назаров Д.В. Четвертичные отложения центральной части западно-сибирской Арктики. Автореферат кандидатской диссертации. – СПб, 2011. – 25 с.

### ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПОСЛЕЛЕДНИКОВОГО ПОТЕПЛЕНИЯ РЕГИОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Найдина О.Д.

*Геологический институт РАН, Москва, [naidina@ilran.ru](mailto:naidina@ilran.ru)*

### PALYNOLOGICAL EVIDENCES OF THE POSTGLACIAL WARM EVENT OF THE LAPTEV SEA REGION

Naidina O.D.

*Geological Institute RAS, Moscow*

Проблемы, связанные с изменением климата Арктики, влиянием его на формирование погоды Европы, изучают ныне в ходе реализации различных научных проектов. Один из них, посвященный региону моря Лаптевых, в течение многих лет объединяет усилия ученых различных специальностей. На основе современных методов, включающих биохимические, палеонтологические, в том числе и палинологические, изотопные, а также радиоуглеродное ( $AMS^{14}C$ ) датирование морских осадков, получены новые уникальные материалы.

Изучение донных осадков весьма важно для реконструкций условий формирования палеоклимата Арктики, поскольку сток крупных рек – Лены, Хатанги, Анабара, Оленека, Яны – влиял на ледовые, седиментационные, биологические и другие процессы. Поэтому изучение региона моря Лаптевых способствует реконструкции некоторых специфических черт современного состояния природной среды и климата этой огромной территории.

Особенность послеледниковья, начавшегося 11,7 тыс. л. н., – глобальное потепление. Исследование реакции растительности на изменение климата в голоцене является основой для прогнозирования возможных ландшафтных изменений, вызванных наступившим потеплением Арктики.

Один из ведущих методов восстановления растительности и климата прошлого – спорово-пыльцевой анализ. Объектом его изучения являются микроскопические растительные остатки – пыльца и споры высших растений, хорошо сохраняющиеся в донных осадках. Статистическое изучение состава ископаемых спорово-пыльцевых спектров, заключенных в слоях осадков, позволяет реконструировать по этим данным палеорастительность, ландшафтные и климатические особенности прошлого.

Как показали наши первые исследования, спорово-пыльцевые спектры, полученные из поверхностных и верхнеголоценовых осадков моря Лаптевых, отражают интегрированные данные о растительности прилегающей суши и поэтому дают представление о региональном климате [9, 3].

Основное отличие Восточного сектора Арктики – отсутствие материкового оледенения. Присутствие полигонально-жильных льдов в отложениях, свидетельствует об отсутствии ледникового покрова во время их формирования. Они указывают на континентальное развитие севера Восточной Сибири в течение всего плейстоцена в условиях сурового климата при отсутствии ледникового покрова [6]. На современном азиатском шельфе тоже прослеживается сохранившийся древний ледовый комплекс, формировавшийся начиная с первых этапов регрессии моря, с зырянского времени, и затопленный только во время послеледниковой трансгрессии [4]. Шельф моря Лаптевых, осушенный во время последнего ледникового максимума [11], содержит информацию об изменениях природной среды и о превращении суши в мелководное море. В восточной части моря основными районами накопления морских осадков в ходе послеледниковой трансгрессии были подводные палеодолины рек Лены и Яны [8].

В связи с огромным полем паковых льдов, на побережье моря Лаптевых даже при потеплениях преобладала безлесная растительность. Однако пыльца деревьев и кустарников, трав и кустарничков довольно обильна в спорово-пыльцевых спектрах морских отложений и вполне достоверно отражает региональную растительность Якутии, а потому может использоваться для палеоклиматических реконструкций [3].

В рамках упомянутого проекта палинологически были изучены керны нескольких колонок, добытых во время экспедиций «Трансдрифт» из послеледниковых отложений моря Лаптевых. Многочисленные радиоуглеродные датировки, сделанные методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS), были преобразованы в календарный возраст Х. Баухом (Институт морских наук, Киль, Германия).

Полнее всего представлены осадки первой половины голоцена, вскрытые колонкой на внешнем шельфе в палеодолине Яны. Результаты спорово-пыльцевого анализа осадков колонки, накапливавшиеся с 11,3 тыс. л. н. по 5,3 тыс. л. н. (календарный возраст), показывают чередование основных типов растительности на прилегающей к морю суше. Арктические тундры с травяной растительностью и осоками сменяются растительностью типичных тундр с криофитными кустарничками, осоками, мхами; южные кустарниковые тундры с ольхой и березой замещаются лесотундрой с преобладанием деревьев и кустарников. Среди пыльцы деревьев и кустарников обычны были представители *Pinus pumila*, *P. sylvestris*, *Betula sect. Nanae*, *Alnus fruticosa*. В группе трав постоянно встречаются зерна осок и полярных злаков, особенно представителей тундрового разнотравья *Asteraceae*, *Caryophyllaceae*. Весьма характерно присутствие спор *Selaginella rupestris*, а также спор сфагновых и гипновых мхов.

Спорово-пыльцевая диаграмма для раннего голоцена отражает чередование пиков пыльцы хвойных древесных и кустарниковых берез. Отчетливо прослеживается замещение тундровых ландшафтов на лесотундровые с участием сосны и кедрового стланика в подлеске. Амплитуда перемещения северной границы лесотундры достигала сотен километров и климат наверняка был теплее современного. Максимальное потепление климата, установленное по данным спорово-пыльцевого анализа, происходило в диапазоне 9,3-8 тыс. л. н. [10]. В это время развивалась максимальная стадия трансгрессии моря, а на суше тундровая растительность замещалась лесотундровой, продвигавшейся к побережью моря Лаптевых. То, что раннеголоценовый этап, вероятно, являлся самым теплым событием голоцена на побережье и островах Сибирской Арктики отмечают многие исследователи [1, 2, 5, 7, 12].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Васильчук А.К. Палинология и хронология полигонально-жилых комплексов в криолитозоне России. Ред. Васильчук Ю.К. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2007. – 488 с.
2. Ложкин А.В. Границы Берингии в позднем плейстоцене и голоцене // Четвертичная палеогеография Берингии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. – С. 4-12.
3. Найдина О.Д., Баух Х.А., Кассенс Х. Первые свидетельства о распределении пыльцы и спор в поверхностных осадках моря Лаптевых и их значение для палеоклиматических реконструкций голоцена Арктической Сибири // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 2000. – Т. 75(1). – С. 67-72.
4. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Холодов А.Л. и др. Реконструкция палеогеографических условий на шельфе моря Лаптевых для позднплейстоцен-голоценовых эвстатических циклов // Криосфера Земли. – 1997. – Т. 1. – № 2. – С. 42-49.
5. Украинцева В.В., Арсланов Х.А., Белорусова Ж. М., Устинов В.Н. Первые данные о раннеголоценовой флоре и растительности острова Большой Ляховский (Новосибирский архипелаг) // Ботан. журн. – 1989. – Т. 74. – № 6. – С. 782-792.
6. Шполянская Н.А. Плейстоценовая история Российской Субарктики «глазами» подземных льдов // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – С. 647-649.
7. Andreev A.A., Manley W.F., Ingólfsson Ó. et al. Environmental changes on Yugorski Peninsula, Kara Sea, Russia, during the last 12.800 radiocarbon years // Global and Planet. Change. – 2001. – V. 31. – P. 255-264.
8. Bauch H.A., Kassens H.A., Erlenkeuser H. et al. Depositional environment of the Laptev Sea (Arctic Siberia) during the Holocene // Boreas. – 1999. – V. 28. – № 1. P. – 194-204.
9. Naidina O.D., Bauch H.A. Distribution of pollen and spores in surface sediments of the Laptev Sea // Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History/ Eds Kassens H., Bauch H.A., Dmitrenko I. et al. – New York: Springer-Verlag, 1999. – P. 577-585.
10. Naidina O.D., Bauch H.A. Early to middle Holocene pollen record from the Laptev Sea (Arctic Siberia) // Quaternary International. – 2011. – V. 229. – P. 84-88.
11. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. N. 23. P. 1229-1271.
12. Velichko A.A., Andreev A.A., Klimanov V.A. The dynamics of climate and vegetation in the tundra and forest zone during the Late Glacial and Holocene // Quaternary Intern. – 1997. – V. 41/42. – P. 71-96.

**НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫХ МЕТОДОВ  
ПРИ ДАТИРОВАНИИ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
(НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА ЧАГАН, ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ)**

**Непоп Р.К.<sup>1</sup>, Агатова А.Р.<sup>1</sup>, Роднайт Х.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, agatr@mail.ru*

<sup>2</sup> *Институт геологии и палеонтологии, Университет Инсбрука, Австрия*

**SOME PROBLEMS OF USING LUMINESCENT METHODS FOR ABSOLUTE DATING OF GLACIAL  
DEPOSITS (BY THE EXAMPLE OF CHAGAN SECTION, SE ALTAI)**

**Nepop R.K.<sup>1</sup>, Agatova A.R.<sup>1</sup>, Rodnight H.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Novosibirsk*

<sup>2</sup> *Institute for Geology and Palaeontology, University of Innsbruck*

Опорным разрезом плейстоценовых ледниковых и водно-ледниковых отложений юго-восточной, наиболее высокогорной и аридной, части Горного Алтая является разрез Чаган, расположенный в зоне перехода Чуйской впадины к Южно-Чуйскому хребту. До недавнего времени для датирования ледниковых отложений разреза Чаган применялся термолюминесцентный метод. Первые ТЛ-даты [3] лежат в основе стратиграфии плейстоцена Алтая и схем корреляции оледенений Горного Алтая с оледенениями Западной Сибири. На основании трех ТЛ-датировок, полученных с использованием искусственного насыщения образцов, было установлено существование на Алтае оледенений в раннем и среднем плейстоцене. Позднее эти результаты были ревизованы [4], и на основании 11 ТЛ-датировок, полученных с использованием природных (но не алтайских) насыщенных эталонов, был сделан вывод о позднеплейстоценовом возрасте ледниковых отложений разреза Чаган и максимальном масштабе позднеплейстоценового оледенения на Алтае.

Последний вывод противоречил данным наших детальных геоморфологических исследований, свидетельствующих о существовании как минимум еще одного более древнего и более обширного долинно-предгорного оледенения. Для того чтобы привязать событийную последовательность к шкале абсолютного времени и проверить корректность ТЛ-метода для датирования ледникового типа отложений, нами в 2001 г. и 2003 г. был отобран ряд образцов, и пять из них были проанализированы обеими методиками в двух независимых лабораториях. Всего нами было получено 12 ТЛ-дат. Сравнение всех имевшихся к тому времени ТЛ-датировок показало, что наибольшую сходимость имеют лишь датировки линзы озерно-ледниковых отложений, свидетельствующие о ее среднеплейстоценовом возрасте [1]. В целом же результат перекрестного датирования показал большую разницу – иногда на порядок – в значениях ТЛ-датировок, полученных в разных лабораториях. При этом датировки обеих лабораторий слабо согласовывались со стратиграфическим положением образцов в разрезе. В итоге был сделан вывод о непригодности ТЛ-метода для датирования ледникового типа отложений и форм рельефа [1].

Более перспективным для этих целей может являться другой, более молодой, радиационно-дозиметрический метод – метод оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ-метод). Отдельные его разновидности основаны на измерении люминесценции зерен кварца, реже полевого шпата и еще реже циркона, стимулированных излучением в узких зонах оптического диапазона или в инфракрасном диапазоне. А объектами датирования являются отложения, содержащие эти минералы и подвергшиеся облучению светом во время транспортировки.

Как видно из таблицы, ОСЛ-метод имеет существенные преимущества перед ТЛ-методом при датировании ледниковых отложений. Наиболее важным для датирования физическим параметром является отбеливание – стирание радиационного сигнала («прогенетической памяти» по [4]), имеющегося в кристаллах кварца или полевого шпата перед его захоронением в отложениях, возраст которых необходимо определить. Для отбеленного материала (экспонированного при дневном свете) оптически стимулированная люминесценция является «прямым» методом - при датировании анализируются те же ловушки, на которые воздействовало естественное отбеливание. При этом для опустошения электронных ловушек достаточно нескольких минут экспонирования при дневном свете, тогда как для переустановки хронометрической ТЛ-системы, за исключением неудаляемого в условиях ледникового седиментогенеза остаточного неотбеленного сигнала, требуется приблизительно один день экспонирования на солнце. Для ОСЛ-сигнала происходит его полная оптическая переустановка, что также является преимуществом по сравнению с ТЛ-методом.

Отбор образцов для ОСЛ-датирования и измерение радиационного фона отложений разреза Чаган были проведены нами в ходе совместных полевых работ 2008 г. Дальнейшая подготовка проб с использованием стандартной методики и все измерения проводились в Институте геологии и палеонтологии Университета Инсбрука. Для каждого образца было подготовлено 6 аликвот, результаты измерений по которым усреднялись.

Таблица. Некоторые особенности ТЛ- и ОСЛ- методов датирования

ТЛ - метод	ОСЛ - метод
<b>1 – косвенный метод</b>	<b>1 – прямой метод</b> При датировании анализируются те же ловушки, на которые воздействовало естественное отбеливание.
<b>2 – значительное время отбеливания</b> На солнце кварц отбеливается за 20 часов. При пасмурной погоде отбеливание менее эффективно. Еще меньший эффект достигается под слоем воды, особенно если световой поток дополнительно ослаблен взвешенными твердыми частицами.	<b>2 – небольшое время отбеливания</b> Кварц на солнце до 1% отбеливается за 10 с., полевой шпат – за 9 мин.
<b>3 – наличие остаточного неотбеленного сигнала</b> Для полного обнуления ТЛ-системы необходим отжиг при $T = 500\text{ }^{\circ}\text{C} - 1\text{ час}$ , при $T = 20\text{ }^{\circ}\text{C} - 1\text{ млн. лет}$ .	<b>3 – отсутствие остаточного неотбеленного сигнала</b> Полная оптическая переустановка сигнала.
<b>4 – процедура датирования не оптимизирована и не стандартизована</b>	<b>4 – процедура датирования не оптимизирована и не стандартизована</b>

Предварительные исследования кристаллов кварца из флювиогляциальных отложений разреза Чаган выявили их физические характеристики, препятствующие использованию кварца в процедуре датирования:

- низкая термическая стабильность образцов;
- низкое содержание «быстрых компонентов» [6], ответственных за чувствительность образца;
- люминесценция кварцевых образцов при стимулировании инфракрасным излучением обеспечивается в основном микровключениями полевого шпата.

В результате было принято решение об использовании для датирования, несмотря на незначительное содержание, зерен полевого шпата, дающих при стимулировании ИК излучением пик (около 420 nm) в спектре излучаемого люминесцентного сигнала.

Одной из особенностей полевого шпата по сравнению с кварцем при проведении ОСЛ-датирования является часто присутствующий эффект «аномального» затухания люминесцентного сигнала – уменьшение его амплитуды со временем. Люминесцентный сигнал, регистрируемый в результате возбуждения инфракрасным излучением (IRSL) при температуре  $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ , образцов, отобранных из флювиогляциальных отложений разреза Чаган, продемонстрировал относительно высокие значения естественной дозы облучения ( $\approx 300\text{ Гр}$  и выше) и скорости затухания (до 7%). В связи с тем, что скорректированные значения естественной дозы облучения находились вблизи или непосредственно в области насыщения, была применена модифицированная процедура датирования (post-IR IRSL). Она включает в себя стандартные измерения люминесценции как при облучении образцов инфракрасным излучением при температуре  $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ , так и при последующем облучении при  $225\text{ }^{\circ}\text{C}$ , что позволяет регистрировать сигнал от более глубоких и стабильных центров люминесценции [8]. В результате удалось получить скорректированное значение естественной дозы облучения самого молодого образца (СНМ1), лежащее вне области насыщения, а два остальных исследованных образца (СНМ5, СНМ8) оказались насыщенными, что позволило оценить только их минимальный возможный возраст [2].

Вопрос о том, являются ли люминесцентные характеристики, и, прежде всего, ОСЛ-чувствительность, используемых при датировании минералов их отличительными региональными свойствами, связанными с особенностями процесса кристаллизации, или эти характеристики приобретаются в процессе седиментации, важен и имеет прикладной аспект. В последнем случае свойства регистрируемого люминесцентного сигнала позволяют делать вывод об особенностях процесса седиментации того или иного образца.

В настоящее время теоретические основы явления люминесценции, основанные на существовании атомных дефектов кристаллической решетки, достаточно хорошо проработаны. В частности ОСЛ-чувствительность образца объясняется наличием свободного трафика между электронными ловушками и центрами люминесценции (L-центров), зависящим от их количества (ловушек и центров), и/или количеством свободных электронов (электронных дырок) [9]. Кроме того, большинство моделей люминесценции допускают существование не регистрируемых в процессе измерений нелюминесцентных центров (R-центров), конкурирующих с L-центрами при захвате свободных электронов [5, 10]. К настоящему моменту имеется большое количество экспериментальных работ, исследующих в лабораторных условиях влияние различных физических процессов на конкурентоспособность L-центров по сравнению с R-центрами. Среди всех физических процессов выделяют **нагрев** [5], **отбеливание** [10] и **облучение** [7]. Все они приводят к изменению чувствительности образца за счет изменения соотношения количества электронов, захватываемых L- и R-центрами. Однако эти три процесса важны не столько сами по себе, сколько в комбинации друг с другом [11]. Именно общее количество циклов

облучения, отбеливания и нагревания, испытываемое образцом с момента выветривания из коренных пород, последующего транспорта и окончательного захоронения в осадках, определяет его ОСЛ-чувствительность.

По этой причине для увеличения ОСЛ-чувствительности зерна кварца из флювиогляциальных отложений физически должны пройти значительно больший путь по сравнению с зернами минерала из эоловых или флювиальных отложений. Основываясь на результатах исследования образцов из разреза Чаган, можно утверждать, что общее количество циклов эксгумации, транспортировки и захоронения зерен кварца в данных ледниковых отложениях незначительно, их транспортирование происходило на относительно небольшое расстояние с минимальным выходом на дневную поверхность, а после отложения они не подвергались последующей переработке.

Результаты исследования физических свойств кварца, о которых говорилось выше, ставят вполне уместный вопрос о пригодности его использования для ТЛ-датирования ледниковых отложений разреза Чаган. Однако на данный момент нельзя однозначно утверждать, что региональные особенности свойств кварца, не позволяющие использовать его для ОСЛ-датирования, однозначно делают его непригодным и при ТЛ-датировании. Индивидуальные сигналы ТЛ и ОСЛ не обязательно связаны с одними и теми же центрами люминесценции, как этого можно было бы ожидать, исходя из широко используемой модели энергетических уровней. Ряд экспериментов по отбеливанию ТЛ- и ОСЛ- сигналов свидетельствует о неэквивалентности тепловых и оптических энергий возбуждения. Однако, с другой стороны, о такой эквивалентности можно говорить для ТЛ-сигнала при 325°C, который отбеливается уже под воздействием красного света ( $\approx 700$  nm). В случае облучения полевого шпата в инфракрасном диапазоне ( $\approx 850$  nm) оптическая энергия возбуждения слишком мала по сравнению с тепловой энергией активации отбеленных центров люминесценции, и с энергетической точки зрения следует говорить о тепловой основе инфракрасного возбуждения.

Проведенное нами тестирование ТЛ-метода на примере ледниковых отложений разреза Чаган свидетельствует о его непригодности для датирования этого типа отложений [1], что ставит под сомнение проведенные на его основе корреляции ледниковых событий Горного Алтая и других районов, подвергавшихся оледенению. Небольшое количество полученных нами ОСЛ-дат не позволяет в настоящее время судить о корректности применения ОСЛ-метода для датирования ледниковых отложений [2].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Агатова А.Р., Девяткин Е.В., Высоцкий Е.М., Скобельцын Г.А., Непоп Р.К. Результаты применения ТЛ-метода для датирования ледниковых отложений разреза Чаган (Юго-Восточный Алтай) // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования: Материалы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. - Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2004. – С. 7-9.
2. Агатова А.Р. Непоп Р.К., Роднайт Х. Возраст ледниковых отложений разреза Чаган (ЮВ Алтай) по данным OSL-датирования // Материалы Научной сессии «Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов». - Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. – С. 5-8.
3. Разрез новейших отложений Алтая. – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 208 с.
4. Шейнкман В.С. Тестирование S-S-технологии термолюминесцентного датирования на разрезах побережья Мертвого моря, ее использование в Горном Алтае и палеогеографическая интерпретация результатов // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2002. – № 2 (10). – С. 22-37.
5. Bailey R.M. Towards a general kinetic model for optically and thermally stimulated luminescence of quartz // Radiation Measurements. – 2001. – V. 33. – P. 17-45.
6. Bailey R.M., Smith B.W., Rhodes E.J. Partial bleaching and the decay form characteristics of quartz OSL // Radiation Measurements. – 1997. – V. 27. – P. 123-136.
7. Benny P.G., Sanjeev N., Rao T.K.G., Bhatt B.C. Gamma ray induced sensitization of 110°C TL peak in quartz separated from sand // Radiation Measurements. – 2000. – V. 32. – P. 247-252.
8. Buylaert J.P., Murray A.S., Thomsen K.J., Jain M. Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar // Radiation Measurements. – 2009. – V. 44. – P. 560-565.
9. McKeever S.W.S. Thermoluminescence of Solids. – London: Cambridge University Press., 1985.
10. McKeever S.W.S. Mechanisms of thermoluminescence production – some problems and a few answers // Nuclear Tracks and Radiation Measurements. – 1991. – V. 18. – P. 5-12.
11. Moska P., Murray A.S. Stability of the quartz fast-component in insensitive samples // Radiation Measurements. – 2006. – V. 41. P. – 878-885.

**О ПРЭСНОВОДНЫХ ТРАВЕРТИНОПОДОБНЫХ КАРБОНАТАХ ИЖОРСКОГО ПЛАТО  
КАК ЕСТЕСТВЕННЫХ МАРКЕРАХ СТРУКТУРНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ**

**Никитин М.Ю., Медведева А.А.**

*Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург,  
boogiewoogieboy@mail.ru*

**FRESHWATER TRAVERTINE-LIKE CARBONATES OF THE IZHORA PLATEAU  
AS THE NATURAL MARKERS OF THE STRUCTURAL DISLOCATIONS**

**Nikitin M.U., Medvedeva A.A.**

*Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg*

Ижорское плато – сравнительно небольшая территория на западе Ленинградской области, представляющая собой полого наклонённую на юго-восток куэстообразную возвышенность. Территория плато характеризуется слабо всхолмлённым рельефом с отдельными «островными» поднятиями и линейными депрессиями, часто маркируемыми реками или озёрами. Дочетвертичная поверхность сложена в той или иной степени дислоцированными ордовикскими карбонатными образованиями, южнее перекрытыми преимущественно терригенными породами среднего девона. Отчётливо эрозионный характер рельефа плато подчёркнут многочисленными проявлениями карстовых и суффозионных процессов, что привело к заметному расчленению рельефа. К естественным причинам обнаженности добавляются антропогенные: множество карьерных выработок, штолен, дренажных канав, колодцев, водоводов, разработок под фундаменты и силосных ям. Нередко и в самом дорожном просвете обнажены палеозойские породы.

Пресноводные травертиноподобные карбонаты – один из заметных феноменов Ижорского плато. Первое, на чём фиксируется внимание, это на локальность их формирования, а также на узкий хронологический интервал пресноводного карбонатогенеза. Обычно, бореальная стадия голоцена называется, как наиболее очевидная активная фаза формирования пресноводных карбонатов. Традиционно это объясняется климатическими причинами. Дескать, сухой и прохладный бореальный климат способствовал формированию залежей [1, 2]. Кроме того, многократно указывалось, что дислоцированность территории во многом провоцировала промывание этой раздробленной, в верхней части карбонатной, палеозойской осадочной толщи. Однако, дислоцированность повсеместна, а пресноводные карбонатопоявления локальны. В ряде исследований указывались литологические разновидности пресноводных карбонатов. В большинстве своем, в этих работах указывались два основных типа таких отложений: натёчные, в том числе инкрустационные формы выделения кальцита (фоссилизированная растительность) – т. е. «известковый туф» и так называемая гажа – рыхлая, нелитифицированная, «мучнистая» разновидность карбонатов. В большинстве случаев микробиолиты формируются в субаквальной среде, при непосредственном участии в осаждении кальцита колоний прокариот. Справедливо замечено, что в некоторых случаях наблюдается метасоматическое замещение живых тканей растений (мхов, харовых водорослей и др.) кальцитом – фитоморфозы [2].

Связные разновидности пресноводных карбонатов в отечественной геологической литературе обычно именуют: пресноводным туфом, известковым туфом или травертином. Все эти названия следует признать не вполне подходящими для нашего частного случая, так как термин «туф» (tofus – лат., tufa, tuffa) – во многих европейских языках имеет изначально однозначную генетическую привязку: отложения вулканической тефры. Параллельно с этим существует ещё как минимум две разновидности «tufa» – кремнистые «туфы» – т.е. опоки (гейзериты) и известковые «туфы» – травертины. Классический травертин (lapis tiburtinus – лат., travertino – итал.) представляет собой натёчные агрегаты кальцита, выделившиеся из раствора термальных источников. Существующее в геологической литературе разночтение давно требует ревизии. Холодноводные (при отсутствии термального фактора) известковые «туфы» («травертины») – сравнительно малоизученный феномен, так как его проявления менее масштабны в стратифере, чем других разных туфов. Самое заметное в структуре исследуемого ижорского феномена то, что здесь обнаруживается генерация карбонатов за счёт деятельности цианобионтов и других фотосинтетиков. Поэтому, за отсутствием другого термина в русскоязычной геологической литературе, авторы предлагают более точный, чем «туф», вариант названия: «биохомогенные пресноводные травертиноподобные карбонаты» (далее в тексте – БХПТК). Как неполный синоним может быть использован более краткий термин с географической привязкой – ижорские паратравертины.

Геологические тела, сложенные паратравертинами, линзовидной формы. Они невелики по размеру (отдельные линзы редко превышают несколько десятков метров по простиранию), часто являются составной частью аллювиальных толщ, образуют залежи в источниках, либо образуют карнизы на субвертикальных поверхностях в речных долинах. Наиболее характерные примеры первых: Антелевское и Глядино-Забородское месторождения, вторых – Ропшинские точечные месторождения, последние известны на некоторых реках,

пересекающих Ижорское плато (Тосна, Сума).

Так называемая «гажа» (местный термин) представляет собой рыхлую массу известковых алевропсаммитов, накапливающуюся в стоячих водоёмах. В отношении гажы предполагается, что она в некоторых случаях является продуктом химического (при участии кислых почвенных вод) и механического разрушения, иногда последующего переноса изначально связанных травертинов [2]. Затем она участвует в многократном переотложении, где теряет часть своей массы. Возможно, в отношении речных отложений это действительно так. Во всяком случае, на отрезке верхнего течения Ижоры (от села Петрово до пос. Пудости) этот факт подтверждается: аллювий там почти нацело сложен из карбонатных зерен алевроитовой и тонкопсаммитовой размерности, залегая в пачках с косою слойчатостью. В некоторых случаях в этих породах наблюдается вторичная цементация, вероятно, чаще уже в субаэральной экспозиции. Месторождения гажы (т.е., известковых алевропсаммитов) довольно велики по площади, так как выполняют структурные депрессии.

Одно из наиболее классических месторождений находится в пос. Пудость Гатчинского р-на. Анализ шлифов карбонатов Пудостского массива привёл к выводу, что это своеобразные пористые микроспариты, с зёрнами кальцита неправильной формы и тонким «плёнкообразным» железистым цементом. В ряде прослоев структура кальцитовых зерен имеет характерное микробилитовое (иногда оолитоподобное) строение, что также свидетельствует об участии в осаждении кальцита бактерий или цианобионтов. Характерная особенность пудостского разреза – обилие раковин пресноводных гастропод (преимущественно пионерных видов), здесь же часто встречаются полностью замещённые кальцитом обрывки листьев осок. Этот разрез обнаруживает отчетливую сезонную ритмичность, что подчеркивается лимонит – гидрогётитовыми пленками в «зимних» прослоях. Всё это свидетельствует об обширном, с площадью зеркала не менее нескольких квадратных километров, мелководном, периодически пересыхавшем озере.

Детальное изучение пудостского разреза на разных участках распространения характерных для него литофаций, привело к выводу: Палеоводоём, располагавшийся в пределах грабенообразной структуры до середины голоцена, прекратил своё существование после размыва (а, скорее, катастрофического прорыва) перемычки между ним и истоками Палео-Ижоры [3, 4]. Сейчас в пределах указанной депрессии располагается формальный исток этой реки, тогда как до упомянутого прорыва им являлся исток Палео-Парицы.

По нашему мнению, в пределах Ижорского плато можно найти три типа отложений биохемогенных пресноводных травертиноподобных карбонатов:

- 1) преимущественно инкрустационные и натёчные, с фитоморфозами, автохтонные микробилиты. Приурочены к руслам рек, ручьёв и источникам;
- 2) преимущественно аллювиальные аллохтонные калькаренины. Слагают речной аллювий низких террас;
- 3) преимущественно лимнические или гелосные (предложенный нами термин, от греч. «gelos» – заболоченный луг, осоковое болото) автохтонные алевро-псаммиты (то есть, литифицированная гажя), переходящие в микроспариты.

Первые из них характерны для родников и мелких ручьёв, вторые – для пойм и русел зрелых рек, третьи – для озёр (в том числе, сезонно пересыхающих), прудов, речных стариц, низинных болот и заболоченных лугов. Во многих случаях можно видеть первые два варианта БХПТК, фациально замещающих друг друга, где кластические разновидности обычно преобладают над микробилитовыми. Такая литологическая картина характерна для русел рек: Например, на Ижоре – на отрезке д. Антелево – ст. Антропшино и в истоках р. Шингарки. Третий тип отложений распространён ещё более широко, однако он мало где достигает мощностей более нескольких десятков сантиметров. Пудостское месторождение представляет собой заметное исключение, где описанная мощность литифицированной гажы достигает 7,6 метров [1].

Авторы данной работы исследовали северо-восточный участок Ижорского плато, где в трудах предшественников описаны классические месторождения пресноводных карбонатов: от с. Гостилицы – на западе до пос. Колпино – на востоке и от Красного Села – на севере до Гатчины – на юге. В процессе работы обнаружилась генетическая связь месторождений БХПТК с зонами дизъюнктивных и пликративных дислокаций палеозойской части осадочного чехла. Большая часть проявлений микробилитовых БХПТК обнаружены там, где речные (ручьевые) долины пересекают шарниры антиклиналей, крупные разрывные структуры или соответствуют им. Наиболее заметные месторождения гажы (микроспаритовых БХПТК) всегда приурочены к впадинам, которые нередко морфологически соответствуют грабенам или синклиналим структурам. Повсеместно, особенно в районах распространения ордовикских карбонатных пород Ленинградской области, хорошо заметна сетка трещин. Первая система трещин ориентирована по азимуту простирания около 310-320° СЗ, вторая – по азимуту простирания 40-50° СВ, третья, почти меридиональная, 0-10°. Надо сказать, что и сами речные долины на значительных своих отрезках соответствуют локальным или региональным разломам. Долина верхней Ижоры маркирует линеамент по линии пос. Кипень – пос. Пудость, с азимутом простирания – 310° СЗ. Возможно, этот линеамент имеет продолжение далее на северо-запад, так как Глядино-Забородское месторождение БХПТК находится на одной линии простирания с Кипенью и Пудостью.

На первый взгляд, особенности морфологии и ориентации складок Ижорского плато на разных участках

кажутся бессистемными, особенно это заметно в районе Дудергофских высот. Как оказалось, складки повсеместны. Они не всегда выражены в рельефе, их длина может нивелироваться и компенсироваться антропогенными формами. Максимальная геоморфологическая выраженность этих структур, конечно же, на Дудергофе, но и здесь складки не всегда конформны особенностям рельефа. В большинстве случаев наблюдаются сильно эродированные или срезанные замки антиклиналей, а ядра синклиналей заполнены озёрными или аллювиальными осадками, в некоторых случаях диамиктитами, нередко почти нацело состоящими из обломков всё тех же палеозойских пород.

Планомерная съёмка структурных нарушений северо-востока Ижорского плато привела к следующему выводу: эшелонированная система складок распространена практически на весь север Ижорского плато. При многократных замерах азимутов простирания шарниров и падения крыльев пликативных структур выяснилось, что характер складок кулисообразный в плане. Их шарниры (в пределах каждой из «кулис») слабо ундулируют в горизонтальной плоскости и гораздо заметнее, с перепадом высот до десятков метров – в вертикальной. Выпуклой стороной линии шарниров отдельных «кулис» ориентированы довольно разнообразно. Например, на участке от Гостилиц до Капорского они обращены на восток-юго-восток, а в районе Дудергофа и Поповки на северо-северо-запад (рис. 1).

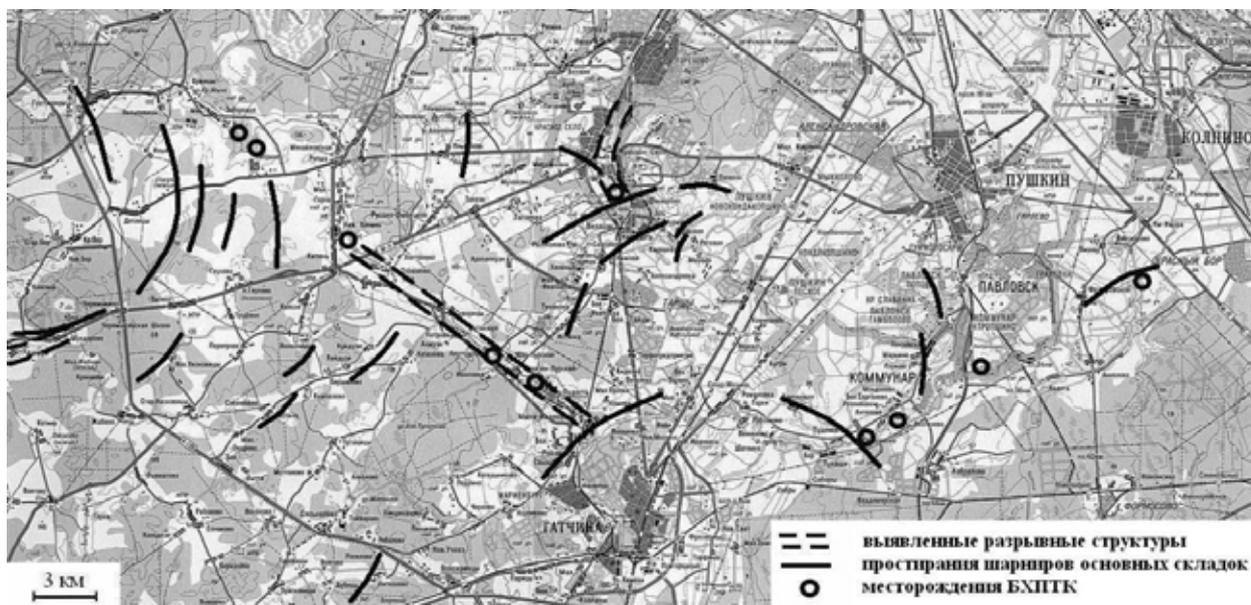


Рис. 1.

Кроме того, отмечена система менее выраженных вторичных складок, деформирующих пространство в тыловой части «кулис». Иногда можно видеть крестовидные, L – образные и другие, более сложные структуры. Южнее широты Гатчины амплитуда этих складок постепенно уменьшается, и они становятся плохо различимыми в рельефе и частных разрезах.

Все ижорские проявления БХПТК непосредственно связаны с грабенами, либо с разрушенными замками антиклиналей, либо с сеткой дизъюнктивов, либо с сочетаниями того и другого. Сами по себе пликативные дислокации, в силу механических свойств осадочных пород, провоцировали интенсивный вынос вещества именно в зонах наибольшей дезинтеграции – обычно, это замки антиклиналей. Возможно, начало этого процесса в голоцене можно определить, как момент дезинтеграции местных криолитозон. Усиление деятельности водоносных горизонтов могло вызвать выщелачивание ордовикских карбонатных пород. Однако находки БХПТК в Заполярье, на Кольском полуострове и в Архангельской области говорят о климатической аazonальности пресноводного карбонатообразования [1]. Постепенное замедление процесса образования карбонатных микробиолитов в течение голоцена свидетельствует о понижении интенсивности выноса кальция из пород осадочного чехла. Очевидно, что понижение интенсивности генерации паратравертинов на Ижорском плато в течение голоцена никак не связаны с климатическими причинами, это всего лишь результат закономерного уменьшения транспортировки вещества через дизъюнктивы, что означает стабилизацию неотектонических и (или) изостатических движений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бартош Т.Д. Геология и ресурсы пресноводных известковых отложений голоцена. Средняя полоса Евро-



пейской части СССР. – Рига: Зинатне, 1976. – 258 с.

2. Колокольцев В. Г., Ауслендер В. Г., Ковалевская Е. О. Современное образование известковых туфов в Ленинградской области // Региональная геология и металлогения. – 2005. – № 23. – С. 82-93.

3. Никитин М.Ю., Медведева А.А. Малакостратиграфический этюд на голоценовую тему. // Геология в школе и ВУЗе: геология и цивилизация (Материалы V международной конференции) / Е.М. Нестеров (ред.). – СПб.: Эпиграф, 2007. – С. 65-68.

4. Никитин М.Ю. Медведева А.А. Особенности стратиграфии и палеонтологии голоценовых отложений среднего Поижорья // Геология, геоэкология, эволюционная география / Е.М. Нестеров (ред.). – СПб.: Эпиграф, 2007. – С. 62-66.

## **СКЛАДЧАТЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА И ИХ ГЕНЕЗИС**

**Николаева С.Б.**

*Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, nikolaeva@geoksc.apatity.ru*

## **FOLD DEFORMATIONS IN LATE PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE CENTRAL PART KOLA REGION AND THEIR GENESIS**

**Nikolaeva S.B.**

*Geological Institute KSC RAS, Apatity*

В разрезах рыхлых четвертичных отложений нередко можно встретить различного рода деформации и нарушения. На территории Кольского региона среди них наиболее широко представлены нарушения гляцигенного генезиса (гляциодислокации, криотурбации). Другая большая группа нарушений – литогенная, не связанная с воздействием ледников, вызвана условиями седиментации, существовавшими в определенных обстановках. К ним относятся гравитационные массовые движения, статические или динамические нагрузки осадка, нестабильная плотностная слоистость, спонтанное разжижение и изменение объема осадка и пр. В этой группе особое место занимают подводно-оползневые деформации, образование которых, наряду с кластическими дайками и мутьевыми потоками, часто связывают с повышенной сейсмичностью во время осадконакопления [1, 2, 3]. Во многих случаях определение генетического типа нарушений весьма затруднительно, поскольку упомянутые выше причины только иногда действуют самостоятельно и зачастую они накладываются друг на друга. Целью данного сообщения является обсуждение генезиса складчатых структур в позднеплейстоценовых отложениях и установление их связи с повышенной сейсмичностью Хибинского горного массива во время осадконакопления.

Объектом изучения послужили деформированные горизонты в толще слоистых суглинистых осадков, слагающей нижнюю часть напорно-насыпной гряды, вскрытой Коашвинским карьером на юго-востоке Хибин. Эта гряда сразу после образования перегораживала долину реки Вуоннемйок, затем была размита у северного борта долины. В плане карьер имеет эллипсоидную форму, длинная ось которой вытянута в субширотном направлении и составляет более 2 км, а короткая – около 800 м. Глубина карьера достигает 170 м, а мощность четвертичных отложений варьирует от 0 до 70-80 м. Изучение осадков в нескольких расчистках позволило составить сводный геологический разрез, где в его строении принимают участие различные генетические типы отложений (рис.). Сверху вниз карьером вскрыта морена поздневалдайского покровного оледенения (толща I), осадки флювиогляциальной дельты (толща II), отложения обломочных и мутьевых потоков (толщи III и IV), морена горного ледника (толща V). Отложения мутьевых потоков представлены суглинистыми озерно-ледниковыми осадками, а обломочных потоков – субгоризонтально-слоистыми средне- и тонкозернистыми песками подобно тому, как это имеет место в детально изученных разрезах наиболее глубоких карьеров, вскрывших флювиогляциальные дельты на севере Мурманской области [4].

На протяжении более чем 300 м в северной части и 500 м в юго-восточной части карьера в толще IV наблюдается серия разнообразных складок, образующих два отчетливо выраженных горизонта, разделенных ненарушенными отложениями. Деформации нижнего горизонта, мощность которого варьирует от 1.1 м на севере до 0.5-0.6 м на юге, представлены складками разной формы и размеров: преимущественно это наклонные синформные и антиформные, с осложненными флексурами крыльями, лежащие, ныряющие, опрокинутые и изоклинные складки. Амплитуда складок колеблется в достаточно широких пределах – от нескольких см до первых метров. В обнажениях хорошо видно, что в смятие было вовлечено несколько групп слоев ленточных суглинков и глин, залегающих между ненарушенными отложениями. Складчатые слои сохранили свою первоначальную внутреннюю структуру более или менее неповрежденной, и в отдельных случаях можно видеть, что пространство между складками заполнено микроскладками. Осевые плоскости и крылья складок в основ-

ном имеют наклон в юго-восточных, восточных направлениях, особенно четко это прослеживается в северной части карьера. В 0.8 км южнее, ближе к центральной части карьера складки имеют менее выраженную ориентировку, вплоть до разнонаправленных. В этом горизонте встречены также разрывные деформации в виде сложной системы микрогорстов и микрограбенов с видимой вертикальной амплитудой смещения слоев 7 см.

Деформации верхнего горизонта отличаются от деформаций нижнего как по размерам, так и по форме складок. Это миниатюрные разнонаправленные складочки, похожие на конволюционную слоистость, амплитуда которых не превышает 5-10 см, развитые в выдержанном по мощности горизонте, которая составляет 15-20 см. Среди них, наряду с прямыми синформами и антиформами, встречаются веерообразные и коробчатые, а также участки с развитыми на них только лежащими складками (рис.). Материалы структурных наблюдений за складчатостью показывают, что в центральной части карьера ясно выраженной вергентности складок не обнаруживается.

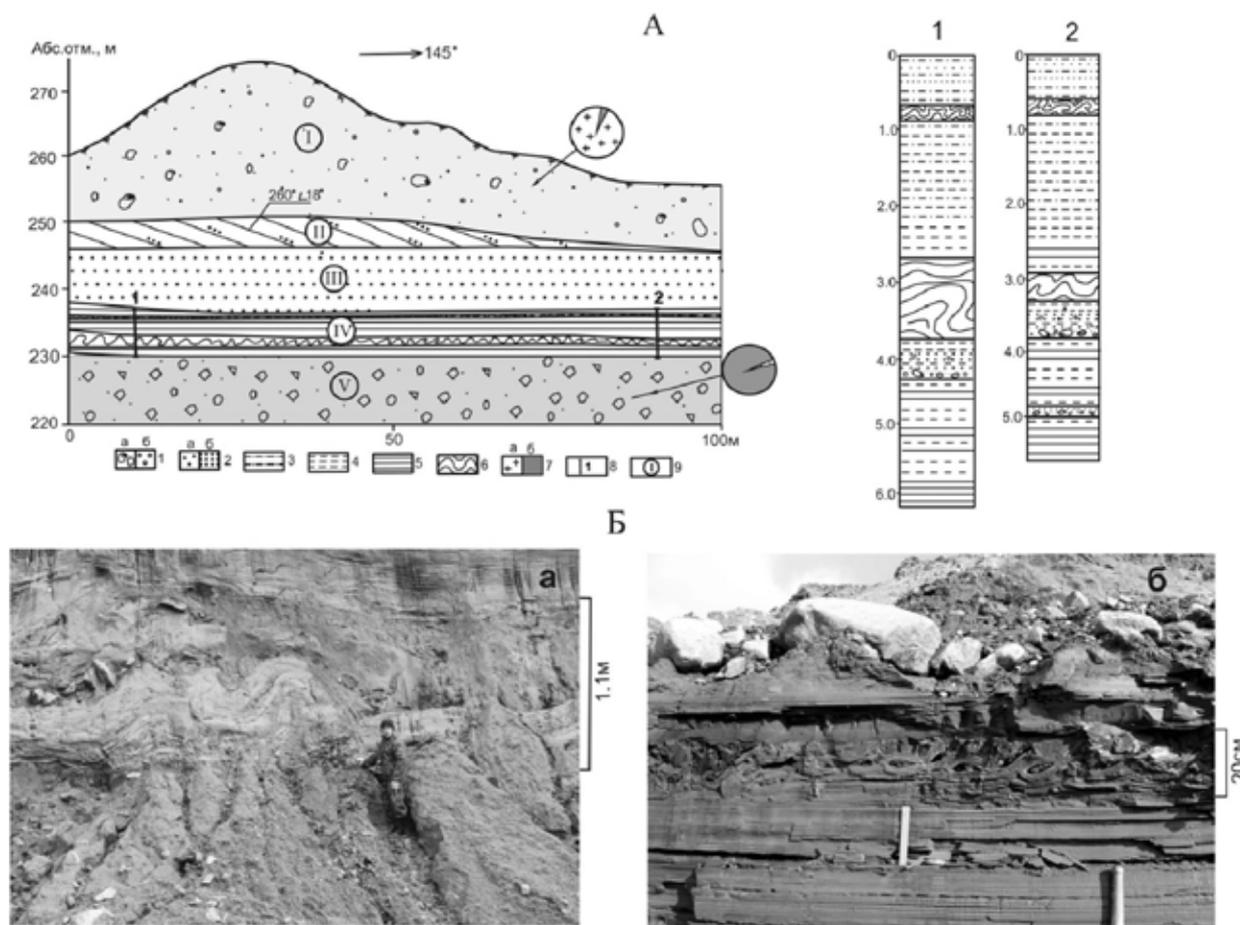


Рис. Строение разреза позднеплейстоценовых отложений в долине реки Вуоннемюк (А) и характер складчатости в нижнем (Б а) и в верхнем (Б б) деформированных горизонтах.

1 – валуны (а), галька (б), 2 – гравий (а), песок (б), 3 – супеси, 4 – суглинки, 5 – глина, 6 – складчатые деформации, 7 – содержание обломков кислых и основных пород фундамента (а) и нефелиновых сиенитов Хибинского массива (б) в галечной фракции на круговых диаграммах, 8 – линии разрезов, 9 – номера толщ рыхлых отложений различных генетических типов.

Для обоих складчатых горизонтов общими являются следующие признаки: формирование их на дне позднеледникового палеоводоёма, в котором накапливался супесчано-глинистый материал; залегание деформированных горизонтов между осадками, обладающими ненарушенной первичной слоистостью; способность осадков к пластичности и разжижению. Горизонтальное (субгоризонтальное) залегание отложений, подстилающих и перекрывающих деформированные горизонты и их нелитифицированное состояние, свидетельствует о том, что деформациям подвергались первоначально горизонтальные или слабо наклонные слои. Эти признаки, а также наклон плоскости скольжения в сторону, не соответствующую направлению движения ледникового покрова, не позволяют считать складчатые деформации гляциотектоническими структурами. Можно исключить криогенный и солифлюкционный механизмы образования складок, поскольку невозможно представить формирование подземных льдов на дне водоема, а солифлюкция является субэаральным процессом. Наиболее достоверным объяснением образования складок является подводное оползание осадков, которое могло

произойти в результате нарушения их критической точки равновесия, накопленных на наклонном участке ложа приледникового озера.

Обследование северного отрога горы Коашва, от коренного склона которого начинаются складки в суглинистых отложениях, позволило выявить здесь новейший сброс, плоскость сместителя которого ориентирована со средним азимутом падения  $80^\circ$  и углом падения  $18^\circ$ . Складчатые деформации расположены в лежащем опущенном крыле разлома. Наиболее вероятным спусковым механизмом оползания влагонасыщенного материала с образованием складок послужили неоднократные (в нашем случае две) тектонические подвижки, имевшие место во время осадконакопления суглинистой толщи, сопровождающие движения вдоль сброса. В пользу тектоно-гравитационного (сейсмогравитационного) генезиса складок свидетельствуют следующие факты: наличие хорошо выраженного геологически и геоморфологически разрывного нарушения; расположение изученного разреза в районе Хибинского массива, который характеризуется интенсивными новейшими блоковыми движениями и активными разломами различной кинематики; повышенным, по сравнению с другими районами Кольского региона, уровнем современной сейсмической активности Хибин; обнаружением на юге и востоке массива молодых разрывов и палеосейсмодеформаций, которые интерпретируются как отражения сильных сейсмических событий [5, 6, 7]. Присутствие в одной толще нескольких горизонтов с деформациями, разделенными ненарушенными отложениями указывает на повторяемость процессов формирования деформаций, что и следует ожидать при сейсмических воздействиях, характеризующихся чередованием периодов сейсмического затишья и сейсмической активизации.

Возраст образования деформаций и вместе с ними сейсмических событий можно определить пока лишь приближенно. Напорно-насыпная гряда, в строении которой участвуют складчатые деформации, сформировалась в период деградации поздневалдайского оледенения. Она относится к поясу краевых ледниковых образований, формирование которого отвечает климатическому циклу аллеред-поздний дриас (10.3-11.8 радиоуглеродных лет) [8]. Образование самого приледникового водоема и накопления в нем осадков произошло несколько ранее этого времени. То есть, можно предположить, что в период позднего плейстоцена-начала голоцена Хибинский массив испытывал неоднократные сейсмические толчки. Косвенно это подтверждается и полученными данными по палеосейсмодеформациям в кристаллических породах на юге и востоке Хибин [5, 6].

Приуроченность оползневых и конволютных структур, явлений разжижения грунтов, деформаций в озерных осадках к зонам новейших разрывных нарушений встречены как в высокосейсмичных районах, так и в регионах с умеренной сейсмичностью [3, 9, 10, 11], в том числе и в других районах Кольского региона [12]. Нам представляется, что приведенные данные определяют важность специального изучения деформационных структур, а особенно сейсмодеформаций в четвертичных отложениях, поскольку сведения о них, особенно на платформенных территориях, все еще немногочисленны и требуют как расширения доказательной базы, так и классификации сейсмогенных нарушений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Седиментология. Пер. с польск. / Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р. – М: Недра, 1980. – 640 с.
2. Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. – М.: Наука, 1965. – 259 с.
3. Верзилин Н.Н., Окнова Н.С. Следы древних землетрясений в осадочных толщах // Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1977. – С. 30-37.
4. Евзеров В.Я. Породные парагенезисы флювиогляциальных дельт (на примере крайнего северо-запада России) // Литология и полезные ископаемые. – 2007. – № 6. – С. 563-574.
5. Авенариус И.Г. Морфоструктурный анализ зоны новейших дислокаций на южном склоне Хибин // Геоморфология. – 1989. – № 2. – С. 52-56.
6. Романенко Ф.А., Лукашов А.А., Шеремяцкая Е.Д. и др. Формирование рельефа и рыхлых отложений Восточных Хибин в конце позднего плейстоцена и в голоцене // Изотопно-геохимические и палеогеографические исследования на севере России. – М.: Изд-во МГУ, 2004. – С. 82-167.
7. Николаева С.Б. Палеосейсмодислокации в Хибинском массиве (северо-восточная часть Балтийского щита, Кольский полуостров) // Труды Всерос. совещ., г. Иркутск, 26-29 авг. 2003г. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. – С. 409-412.
8. Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона // Геоморфология. – 2000. – № 1. – С. 61-73.
9. Agnon A, Migowski S., Marco S. Intraclast breccias in laminated sequences reviewed: recorders of paleo-earthquakes // Geological Society of America. – 2006. – Special Paper 401. – P. 195-214.
10. Doig, R. Effects of strong seismic shaking in lake sediments, and earthquake recurrence interval. Témiscaming, Quebec // Canadian Journal of Earth Sciences. – 1991. – V. 28. – № 9. – P. 1349-1352.
11. Sutinen R. Timing of early Holocene landslides in Kittilä, Finnish Lapland // Quaternary studies in the northern and Arctic regions of Finland. - Geological Survey of Finland, Espoo. – 2005. – Special Paper 40. – P. 53-58.
12. Николаева С.Б. Сейсмичность в позднеплейстоцен-голоценовых осадках северо-запада Кольского региона (северная часть Балтийского щита) // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 7. – С. 830-839.

**МАМОНТ И ЧЕЛОВЕК КАМЕННОГО ВЕКА В СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЕ – К ПОСТАНОВКЕ ВОПРОСА  
О МИГРАЦИЯХ В ЗАПОЛЯРЬЕ ЗАПАДНЫМИ ПУТЯМИ**

**Никонов А.А.**

*Институт физики Земли РАН, Москва, nikonov@ifz.ru*

**MAMMOTHS AND MAN OF STONE AGE IN NORTHERN EUROPE -INSIGHT OF A QUESTION ON  
MIGRATIONS TO EUROPEAN SUBARCTIC BY WESTERN PATHS**

**Nikonov A.A.**

*Institute of Physics of the Earths, RAS, Moscow*

Проникновение древнего человека в Субарктику, приполярные и заполярные широты, и освоение им подходящих местообитаний там – тема, углубляющаяся по мере накопления фактического материала. До сих пор мы знаем о местонахождениях, стоянках и, следовательно, о путях миграции древних людей в Субарктику применительно к Сибири и крайнему Северо-Востоку страны гораздо лучше, чем по отношению к Северной и Северо-Западной Европе [1, 2]. В сущности, большая часть Северной Европы, если говорить об инициальном проникновении и освоении людьми палеолита и, в меньшей степени, – мезолита, остается «белым пятном». В самые последние годы, однако, появились скромные, но обнадеживающие признаки в пользу возможного раннего проникновения «охотников на мамонта», вслед за миграциями животных мамонтового комплекса, и западными путями. Основополагающим в прояснении поставленного вопроса положением надо признать комплексное рассмотрение сведений о проникновении на Европейский Север мамонта в соответствии с меняющимися в позднем плейстоцене ландшафтно-климатическими условиями, в первую очередь сменой собственно ледниковых и межстадиальных эпох. В дополнение к известным ранее находкам остатков мамонта и животных мамонтового комплекса в Фенноскандии [3] ныне появился ряд новых, в том числе с радиоуглеродными датировками, не только в зарубежной, но и в российской ее части (рис. 1 А, Б) [4, 5].

До сих пор самыми северными из датированных остатков мамонта считаются, как известно, находки, причем вместе со следами деятельности человека, в верховьях р. Печоры – местонахождение Мамонтова курья на крайнем северо-востоке Европы. Серийные датировки по  $^{14}\text{C}$  и термолюминисцентным методом дали возраст от 40-38 тыс. л. н. Недавно выяснилось, что мамонт обитал на Кольском п-ове близ Полярного круга значительно раньше, во время регрессий бореального моря примерно 105-100 тыс. л. н. [4, 6]. В Норвегии на широте  $61^{\circ}$ - $62^{\circ}$  с.ш. в нескольких местонахождениях остатки мамонта относят к межстадиалу брёруп (105-95 тыс. л. н.) [7]. Упомянем и о датировке межледниковых (межстадиальных) отложений в западной части Кольского п-ва в карьере у г. Ковдор на широте  $67.5^{\circ}$  с богатыми растительными остатками тундрово-лесотундрового состава, по которым получена дата  $\geq 53$  тыс. л. н.  $^{14}\text{C}$  [Tn-305] [8]. Можно допустить, что в это, вполне благоприятное и для людей палеолита время, они могли проникать вслед за мамонтом в столь высокие широты. Шансы обнаружить палеолитические остатки столь раннего времени, однако, очень малы ввиду специфики последующих природных событий на Кольском полуострове в связи с последним оледенением.

Следующая волна проникновения людей на север Европы (западным путем) могла возникнуть во время средне-валдайского (ленинградского) мегаинтерстадиала 46-23 тыс. л. н. Для такого допущения ныне имеется несколько предпосылок. Во-первых, это установление широкого распространения не только водных, но и континентальных отложений в широтой полосе  $58^{\circ}$ - $63^{\circ}$  с.ш. на Ю и ЮВ Фенноскандии вплоть до широты вершины Ботнического залива и северной Карелии. Здесь, в том числе и в пределах России, стали известны остатки торфа, древесных растений и наземных животных, включая мамонта, в возрастном интервале от 46 до 24.5 тыс. л.  $^{14}\text{C}$ . Особо отметим находки остатков мамонта с датами 23,3 и 22,4 тыс. л. н.  $^{14}\text{C}$  в южной и средней Финляндии на широте  $60^{\circ}$  и  $63^{\circ}$ , в Западной Карелии у г. Костомукша на широте  $64^{\circ}$  и в Заонежье на широте  $62^{\circ}$  с.ш. 39900+700/-550  $^{14}\text{C}$  [GRA-46832] [5, 9]. Последнее местонахождение особенно примечательно тем, что здесь обнаружена большая часть скелета мамонта и бивень со следами обработки его человеком, современником гибели животного. А брянская почва с датировкой  $23360 \pm 1850$  [ИГАН-2656] обнаружена и исследована в Вологодской области на широте около  $59^{\circ}$  с. ш. [10], и в нижнем Поволховье на широте  $60^{\circ}$ , где получены датировки  $25200 \pm 250$  [ИГАН-3839] и  $32100 \pm 510$  л. н.  $^{14}\text{C}$  [ИГАН-4000].

В Средней Швеции на широте около  $63^{\circ}$  с. ш. в пункте Пильгримстад совместно найденные в подморенной толще песков кости мамонта и северного оленя имеют такой же возраст, судя по определениям сопутствующих растительных остатков [3]. Климатические условия и обилие пищевых ресурсов на суше и в водоемах вполне позволяли людям верхнего палеолита вслед за мамонтом проникать на север Европы по восточной окраине и в центре Фенноскандии. Весьма показательна также находка остатков мамонта с датой  $> 40$  тыс. л. н.  $^{14}\text{C}$  на п-ове Канин нос под  $68^{\circ}$  с. ш. [11].

Следующая, новейшая, эпоха проникновения людей каменного века на крайний европейский Север (Фенноскандии) обусловлена дегляциацией Фенноскандинавского ледникового щита. Речь идет о людях мезо-

лита, стоянки которых известны теперь в ряде мест Карелии, Архангельской области, а также вдоль Норвежского и Мурманского побережий Баренцева моря. Новейшие данные свидетельствуют о полной дегляциации южной периферии Скандинавии около 15,5 тыс. л. н. кал., ее западного побережья (у г. Бергена) 14,5-14,0 тыс. л. н. кал., а ее северных прибрежных районов 15,5-13 тыс. л. н. кал., в то время как восток региона (Заонежье) освободился ото льда около 13 тыс. л. н. кал. [12-14].

Наиболее примечательной, хотя плохо документированной, представляется находка на ЮЗ Вологодской области у г. Череповца, под 59° с. ш., на глубине нескольких метров, скопления костей мамонта вместе с орудиями каменного века. Для кости мамонта отсюда получена дата в интервале 16.3-13.5 тыс. л. н. кал. [ГИН-8676] [15]. Выше 60° с. ш. мезолитические стоянки в Фенноскандии датированы 10.6±0.2 и 10.0±0.4 тыс. л. н. кал. на Карельском перешейке и около 11 тыс. л. н. кал. на Онежском озере (стоянка Олений остров на 62° с. ш.) [14, 16, 17]. Возможно, столь же ранними являются стоянки «арктического палеолита» на трассе Балтийско-Беломорского канала южнее Белого моря на абс. выс. 74-72 м [18], поскольку дегляциация этого участка, как теперь известно, свершилась заведомо до 12,8 тыс. л. н. кал. [19]. Прибрежные арктические пространства Баренцева моря были заселены не позже 12,5-11,5 тыс. л. н. кал. на крайнем севере Норвегии и на западном Мурмане не позже 11,5-11,2 тыс. л. н. кал., т. е. в позднем дриасе или в аллерёде [14].

Нельзя не обратить внимания на тот факт, что ни на одной из стоянок и местонахождений мезолита в Эстонии, Ленинградской области и собственно в Фенноскандии с датировками от 10.2 тыс. л. н. кал. не обнаружено остатков мамонта и животных мамонтового комплекса. Это, естественно, связывать с произошедшим на этой территории климатическим переломом сразу после молодого дриаса. (Прежняя датировка фрагмента бивня мамонта из мезолитической стоянки Кунда в северной Эстонии 9780±260 [ТА-12] при передатировке удревнена до > 38 тыс. л. н. <sup>14</sup>C [Hela-424] [20]).

Остатки мамонта на мезолитических стоянках и местонахождениях региона неизвестны. Между тем, он проник в южные районы Фенноскандии и на крайний север достаточно рано. Остатки мамонта (переотложенные) с северного берега Финского залива, датированы около 19 тыс. л. н. кал. [9], из западных районов Вологодской области под 59°-60° с.ш. 16,3-13,5 и 11,7-10,8 тыс. л. н. кал. [21] соответственно. В Заполярье на берегу Кольского залива переотложенные остатки мамонта (зуб, обломок бивня и позвонки) обнаружены в прибрежных

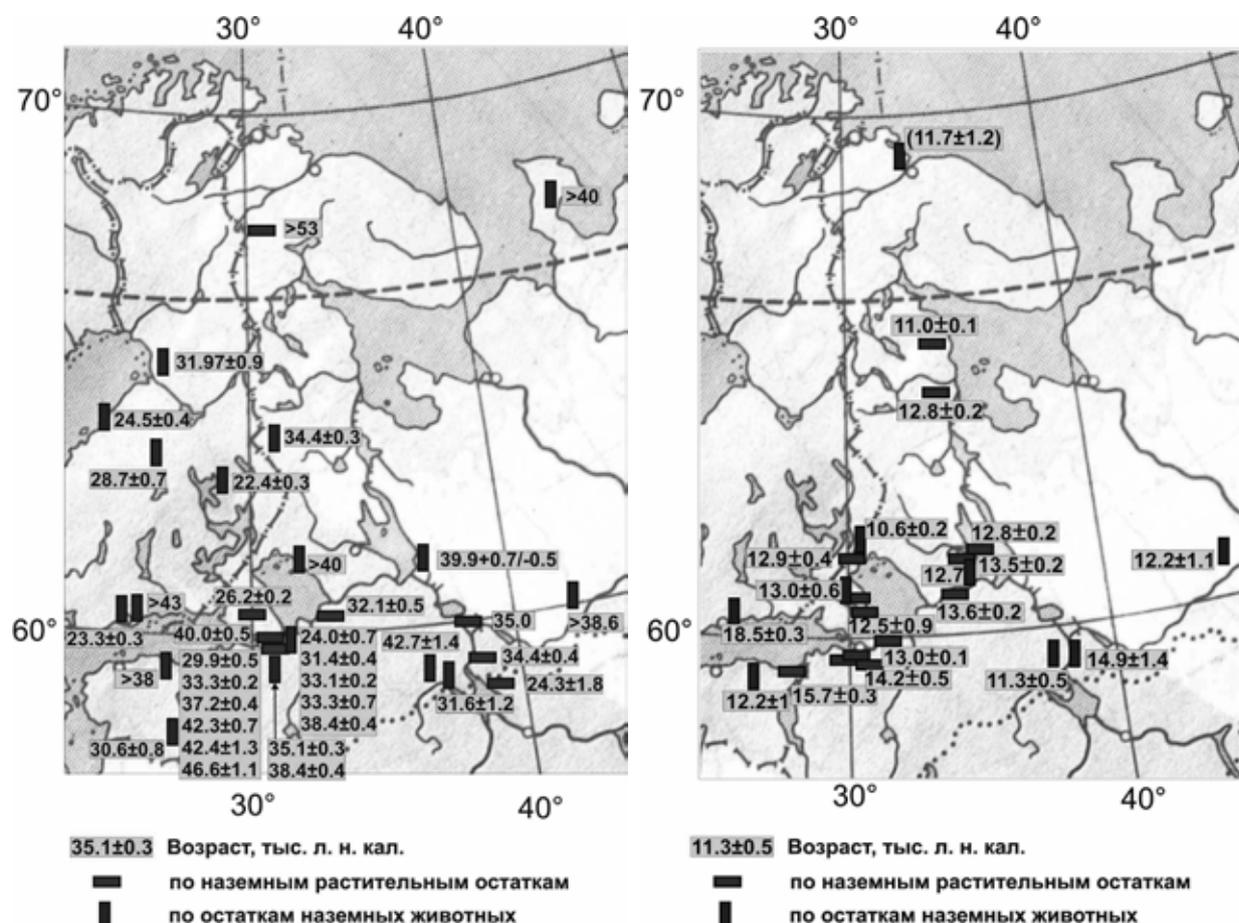


Рис. 1. Пространственное распределение датированных <sup>14</sup>C остатков мамонта и наземной растительности во время средневалдайского (ленинградского) мегаинтерстадиала (слева) и в начале позднеледниковья (справа) в пределах Восточной Фенноскандии и прилежащих частей Восточно-Европейской платформы.

отложениях бассейна портландия, которая соотносится с аллерёдским потеплением 13,6-10,5 тыс. л. н. кал. Следовательно, мамонт обитал здесь одновременно с людьми «арктического палеолита» (= мезолита). Последние, считается, достигли крайних северных пределов Фенноскандии вдоль норвежского побережья, т.е. западным путем [14], где южнее вдоль побережья, однако, известны датировки только на 1.5-0.5 тыс. лет моложе. Нельзя исключить, что мамонт (а с ним и люди каменного века?) обитали в рефугиумах на северо-востоке Кольского п-ова и ранее, ибо дегляциация здесь началась 16-14 тыс. л. н. кал. [12].

По приложенным схемам (рис. 1 А, Б) можно составить представление о распространении суши (сухопутных мостов) в соответствующее время, особенно если дополнительно принять во внимание не датированные радиометрически площади континентальных отложений и датированные находки других наземных животных и растительных остатков субэарального происхождения.

Суммируя, отметим следующее. На территории современной Европейской Субарктики, в ее западном секторе мамонт обитал в первую половину позднего плейстоцена, после бореальной трансгрессии (возможно, и до нее). В том же секторе, в пределах континента он распространялся и в течение средневалдайского мегаинтерстадиала (46-25 тыс. л. н.). Вслед за мамонтом по восточной окраине Фенноскандии вполне могли проникать на север и охотники позднего палеолита, о чем до сих пор мы имеем лишь одно косвенное суждение по находке на широте 62° с.ш. По мере сокращения последнего скандинавского покровного оледенения, уже в начале дегляциации 13-11 тыс. л. н. кал., возникали сухопутные мосты в Карелии и Вологодской области, которые осваивались популяцией мамонтов. Естественно предполагать продвижение вслед за ней и мезолитических охотников, отдельные стоянки которых в Карелии и Архангельской области до сих пор не имеют, однако, датировок старше 11 тыс. л. н. кал. Несколько более ранний возраст имеют остатки мамонта в Кольском заливе и стоянки мезолита («арктического палеолита») на крайнем севере Кольского полуострова, но пути проникновения туда людей в это время еще предстоит выяснить.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Величко А.А. Глобальное инициальное расселение как часть проблемы коэволюции человека и окружающей среды // Матер. симпозиума «Первичное расселение человечества». – М., 1997. – С. 255-275.
2. Грибченко Ю.Н. Природные предпосылки первичного расселения палеолитического и неолитического человека в северных регионах Восточно-Европейской платформы // Матер. международной конференции «Путь на север. Окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и субарктики». – М. 2008. – С. 107-133.
3. Никонов А.А., Никонова К.И. Об остатках мамонта в Фенноскандии и их палеогеографическом значении // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. – 1965. – Т. 97. – № 2. – С. 276-279.
4. Никонов А.А., ван дер Плихт И. Первые радиоуглеродные датировки костных остатков представителей мамонтовой фауны на северо-западе России // Докл. РАН. – 2010. – Т. 432. – № 1. – С. 120-123.
5. Никонов А.А., Шахнович М. М., ван дер Плихт И. О возрасте остатков мамонта в подморенных отложениях на Кольском п-ове и в Карелии // Докл. РАН. – 2011. – Т. 436. – № 6. – С. 827-829.
6. Molodkov A., Yevzerov V. ESR/OSL ages of long-debated sub till fossil-bearing marine deposits from the southern Kola Peninsula: stratigraphic implications // Boreas. – 2004. – V. 33. – P. 123-131.
7. The Making of a Land. Geology of Norway / I.B. Ramberg et al. (eds.). – Trondheim, 2008. – 624 p.
8. История плейстоценовых озер Восточно-Европейской платформы. – СПб.: Наука, 1998.
9. Ukkonen P. et al. New radiocarbon dates from Finnish mammoths indicating large ice-free areas in Fennoscandia during the Middle Weichselian // Journ. of Quatern. Sci. – 1999. – V. 14 (7). – P. 711-714.
10. Коркка М.А. и др. Брянская ископаемая почва опорного разреза Шестинское (Вологодская область) и ее палеогеографическое значение // IV Всеросс. совещание по изучению четверт. периода. – Сыктывкар, 2005. – С. 191-193.
11. Vasil'chuk Yu., Punning J.-M., Vasil'chuk S. // Radiocarbon. – 1997. – V. 39. – № 1. – P. 1-119.
12. Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Сейсмичность Кольского региона в связи с эволюцией геологической среды за последние 10-12 тысяч лет // Техногенная сейсмичность при горных работах. Ч. 1. – Апатиты, 2004. – С. 65-71.
13. Демидов И.Н. Геология и полезные ископаемые Карелии. – Петрозаводск, 2006. – Вып. 9. – С. 171-182.
14. Долуханов П.М., Кошелева Е.А., Субетто Д.А. Пространственно-временная реконструкция ландшафтов и инициальное заселение Фенноскандии // VI Всеросс. совещание по изучению четверт. периода. – Новосибирск, 2009. – С. 189-192.
15. Яшина О.В. Краткая характеристика костей мамонта в коллекциях Вологодского, Череповецкого и Тотемского музеев // III Всеросс. совещание по изучению четверт. периода. – Смоленск, 2000. – С. 155-158.
16. Oshibkina S.V. The Mesolithic in Europe // Papers presented at the 3<sup>rd</sup> Int. Symp. Edinb. – 1990. – P. 402-413.
17. Александровский А.Л. и др. Новые данные относительно трансгрессии Ладожского озера, образования реки Невы и земледельческого освоения Северо-Запада России // Докл. РАН. – 2009. – Т. 424. – № 5. – С. 682-687.
18. Земляков Б.Ф. Арктический палеолит на севере СССР // Тр. КИЧП. – 1937. – Т. V. – Вып. 1. – С. 69-87.
19. Bakhmutov V.G., Zagniy G.F. Secular variation of the geomagnetic field: data from the varved clays of Soviet Karelia // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 1990. – V. 63. – P. 121-134.

20. Lougas L., Ukkonen P., Jungner H. Dating the extinction of European mammoths: new evidence from Estonia // Quaternary Science Reviews. – 2002. – V. 21 (12–13). – P. 1347-1354.

21. Яшина О.В. О перспективах поиска палеолитических стоянок на территории Вологодской области // Матер. археологических чтений памяти С.Т. Еремеева «Археология Севера». – Череповец, 2007. – Вып. 2. – С. 4-9

## ФОРМИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В УСЛОВИЯХ ТЕХНОГЕННОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Огородникова Е.Н.<sup>1</sup>, Николаева С.К.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Российский университет дружбы народов, экологический факультет, Москва, oenik@inbox.ru;

<sup>2</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, sk.niko@geol.msu.ru

## FORMATION OF PRESENT-DAY DEPOSITS IN THE CONDITIONS OF TECHNOGENIC LITOGENESIS

Ogorodnikova E.N.<sup>1</sup>, Nikolaeva S.K.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Russian People Friendship University, Ecological Faculty, Moscow

<sup>2</sup> Moscow State University, Geological faculty, Moscow

Промышленное и сельскохозяйственное производство, активная урбанизация, освоение техникой вооруженным человеком геологической среды привели к формированию новых типов современных отложений, которые в геологической литературе называются техногенными или антропогенными образованиями (или грунтами, поскольку все они являются объектом инженерно-хозяйственной деятельности человека), а процесс их формирования относят к техногенному литогенезу [3].

Анализ различных типов техногенных отложений, источников, способов и технологий накопления позволил систематизировать их в виде таблицы – генетической классификации (табл. 1). В соответствии с предлагаемой классификацией самым крупным таксоном является *класс*, который определяется происхождением грунтов – способом их формирования. Выделяются три класса техногенных грунтов.

**Техногенно образованные** – твердые отходы производственной и хозяйственной деятельности человека, в результате которой произошло коренное изменение вещественного состава природного минерального или органического сырья. В техногенно образованные включены разности, вещественный состав которых не имеет аналогов в природе (металлургические шлаки, золы теплоэлектростанций, отходы химического производства, твердые коммунальные (в том числе и бытовые) отходы, культурный слой). Эти антропогенные образования являются наименее термодинамически устойчивыми, что оказывает влияние на литогенетические преобразования в процессе их хранения и накопления. Следует отметить, что изучение этих отложений требует обязательной экологической оценки, так как их состав может существенно отличаться от состава вмещающих отложений и содержать токсичные компоненты.

**Техногенно переработанные** – отложения, перемещенные с мест естественного залегания, подвергнутые частичной производственной переработке в процессе их перемещения. К таким разностям можно отнести отходы горнодобывающих предприятий, а также насыпные и намывные природные грунты, которые при транспортировке и укладке подвергаются разрушению, фракционированию, отмыву от мелких фракций и т.д.

**Техногенно измененные** – отложения в их естественном залегании, для которых состав и средние значения показателей физических и химических свойств изменены не менее, чем на 15%, а механических свойств – не менее, чем на 30%. Понятие «техногенно измененные разности» распространяется не только на грунты, подвергшиеся воздействию методов технической мелиорации, но и на природные толщи, в которых под влиянием деятельности человека произошли различные незапланированные изменения как состава, так и свойств. Эти изменения могут быть разными по интенсивности и знаку. Фактически количественные критерии, приведенные в определении техногенно измененных грунтов, позволяют установить границу влияния человека на геологическую среду в плане породообразующей деятельности. Безусловно, что эти критерии не могут быть использованы во всех случаях, так как воздействие человека на природу многообразно и неоднозначно. Поэтому вполне допустимо использование дополнительных критериев (характер изменчивости свойств и др.), если они позволяют в конкретных природных условиях определить границу техногенных изменений более точно и надежно.

Три класса техногенных отложений охватывают все многообразие деятельности человека. Отдельные виды производственной и другой хозяйственной деятельности будут служить источниками формирования грунтов различных классов. По этому признаку – виду хозяйственной деятельности – классы грунтов делятся на *подклассы*. Выделены следующие источники формирования (подклассы) техногенных грунтов: строительное, промышленное, горное производства; сельское и коммунальное хозяйство; военная деятельность; природ-

ные и техногенные катастрофы. Помимо этого, в ряде случаев техногенные грунты смешанного состава можно считать полигенными, образованными за счет разных источников. Примером последних служат грунты свалок промышленных, строительных и коммунальных отходов.

Кроме способа образования и источника формирования свойства техногенных отложений определяются технологией их накопления. Большинство формируются применением двух технологий: отсыпкой или намывом, в результате чего образуются *группы*: насыпные и намывные грунты. Насыпные техногенные отложения (грунты) формируются при перемещении и укладке в основном природных разностей, которое осуществляется с использованием транспортных средств, отвалообразователей и пр. Накопление намывных грунтов связано с применением средств гидромеханизации. В классе техногенно измененных грунтов выделяются группы: измененные физическим воздействием (природные грунты, в которых техногенное воздействие изменяет в основном текстурно-структурные показатели); измененные химическим воздействием (природные грунты, в которых техногенное воздействие меняет прежде всего их вещественный состав); измененные физико-химическим (диспергированные, агрегированные) и биологическим (преобразованные в результате жизнедеятельности микроорганизмов) воздействием.

Таблица 1. Генетическая классификация техногенных образований (грунтов)

Класс	Подкласс	Группа	Подгруппа	Тип	Подтип			
Техногенно образованные	По виду деятельности (источнику формирования): строительное, горное, промышленное производства, сельское и коммунальное хозяйство, военная деятельность, природные и техногенные катастрофы, полигенные	Насыпные	Планомерно образованные	Грунты захороненных твердых промышленных отходов Грунты курганов и могильников, древних фортификационных сооружений Зологрунты, шлакогрунты Оптимальные грунтовые смеси	Монолитные, блочные, крупнообломочные, песчаные, пылеватые, глинистые			
			Отвалы грунтов и отходов производств	Шлаки металлургические Шламы Формовочные земли Грунты строительных отходов				
			Свалки грунтов и различных отходов	Грунты культурного слоя Твердые коммунальные отходы Промышленные и коммунальные отходы				
		Намывные	Золошлакоотвалы, шламонакопители, хвостохранилища	Золошлаки Золы Шламы Хвосты обогащения				
			Насыпные	Планомерно образованные		Грунты земляных сооружений Грунты подготовленных для строительства территорий Грунтовые подушки		
				Отвалы грунтов		Грунты отвалов горного производства Грунты строительных отвалов Грунты обратных засыпок		
Техногенно переотложенные	По виду деятельности (источнику формирования): строительное, горное, промышленное производства, сельское и коммунальное хозяйство, военная деятельность, природные и техногенные катастрофы, полигенные	Намывные	Планомерно намывные	Грунты земляных сооружений Грунты намывных территорий	Монолитные, блочные, крупнообломочные, песчаные, пылеватые, глинистые			
			Гидроотвалы	Грунты гидроотвалов горного производства Грунты искусственных водоемов				
		Измененные физическим, химическим, физико-химическим, биологическим воздействием	Целенаправленно измененные	Грунты уплотненные Грунты кольматированные Грунты замороженные Грунты осушенные Грунты химически модифицированные Грунты химически укрепленные Грунты сельскохозяйственных угодий				
				Нецеленаправленно измененные			Разуплотненные грунты Осушенные грунты Обводненные грунты Химически модифицированные грунты	



**Подгруппы** характеризуют массивы грунтов, тесно связанные с технологией их образования. В классах техногенно образованных и техногенно переотложенных грунтов, в которых грунты формируются способами отсыпки и намыва, подгруппы выделяются по условиям залегания грунтов в массиве: планомерно образованные, отвалы, свалки. Последовательность размещения подгрупп в классификации (табл. 1) отражает различия в неоднородности состава и строения формируемых в геологической среде тел (массивов), изменчивость их свойств. Свалки – это наиболее неупорядоченные отложения. Планомерно образованные грунты характеризуются определенными, заранее заданными свойствами, достижение которых обеспечивается комплексом организационных и технологических мероприятий. Отвалы занимают промежуточное положение между свалками и планомерно образованными сооружениями из природных материалов.

В классе техногенно измененных грунтов подгруппы выделяются по признаку целенаправленности формирования массивов грунтов: он либо присутствует, либо нет. В большинстве случаев человек специально меняет состав, строение и свойства грунтов, добываясь нужного их качества (управляет свойствами). Примером могут служить массивы скальных грунтов с цементированными или тампонируемыми трещинами. В других случаях массивы грунтов формируются нецеленаправленно – в основаниях золоотвалов и хвостохранилищ, в зонах влияния горных выработок и др.

Наиболее важным таксоном является **тип** техногенных грунтов, неразрывно связанный с их генезисом и определяемый составом и строением. Приведенный в табл. 1 перечень типов грунтов можно пополнять, он безусловно не охватывает всего многообразия техногенных грунтов, но дает о них представление.

Структурные особенности техногенных грунтов в основном определяют их **подтипы**: массивные, блочные, крупнообломочные, песчаные, пылеватые, глинистые. Среди подтипов блочные грунты (химически закрепленные, некоторые виды металлургических шлаков и др.) представлены отдельными блоками или глыбами разного размера, причем блоки и глыбы часто трещиноваты. Нижней границей выделения этого подтипа можно принять размер 100 см при условии, что блоков и глыб крупнее 100 см в общей массе грунта более 50%. Если глыб и блоков меньше, то грунт считается крупнообломочным. Все остальные границы деления подтипов устанавливаются согласно Государственному стандарту [1].

Техногенные отложения – продукт техногенного литогенеза – являются объектом инженерно-геологических и эколого-геологических исследований. В ряде случаев массивы техногенных грунтов могут рассматриваться как техногенные месторождения полезных ископаемых.

В качестве примера приведем состав намывных хвостов обогащения кимберлитов позднедевонского-среднекаменноугольного возраста месторождения М.В. Ломоносова (Архангельская область). По данным [2] в руде до глубины 150 м содержание минерала сапонита составляет не более 30%. Сапонит относится к глинистым минералам группы смектитов, характеризуется высокими поглотительными свойствами и наряду с другими минералами этой группы оценивается в качестве нерудного полезного ископаемого. Минеральный состав пульпы, намываемой в хвостохранилище, показан в таблице 2. Из данных таблицы видно, что содержание этого минерала в прудковой зоне возросло вдвое по сравнению с природной разностью, и оно меняется в зависимости от зоны намыва.

Таблица 2. Минеральный состав намывных грунтов по данным рентгеноструктурного анализа [2]

Минералы	Содержание минералов, % в составе грунтов:	
	Прудковой зоны	Зоны сброса
Альбит	0,5	нет
Кальцит	2,2	2,3
Доломит	4,3	9,0
Гетит	0,9	0,3
Гематит	0,7	нет
Горнблендит	0,1	нет
Гидрослоуды	1,9	нет
Иллит	3,1	нет
Каолинит	1,0	0,5
Микроклин	0,8	2,4
Кварц	11,4	79,0
Сапонит	68,3	3
Рентгеноаморфное вещество	4,8	3,5

#### ЛИТЕРАТУРА

- ГОСТ 25100-95. Грунты. Классификация. – М.: Изд-во стандартов, 1997. – 37 с.
- Карпенко Ф.С., Цзян Чень. Особенности строения хвостохранилищ месторождения им. М.В.Ломоносова Архангельской области // Актуальные проблемы экологии и природопользования. Вып. 10. Ч. 1. Системная экология и геоэкология. – М.: РУДН, 2008. – С. 100-102.
- Огородникова Е.Н., Николаева С.К. Техногенные грунты. – М.: МГУ, 2004. – 248 с.

## **СЛЕДЫ КРИОГЕНЕЗА В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЗОВЬЕВ ИРТЫША**

**Опокина О.Л., Слагода Е.А.**

*Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, opokina@ikz.ru*

## **TRACES CRYOGENESIS OF NEOPLEISTOCENE SEDIMENTS THE LOWER IRTYSH**

**Opokina O.L., Slagoda E.A.**

*Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen*

Один из показателей динамики природной среды в четвертичное время – следы проявления процессов криогенеза, сохранившиеся в разрезах. Разнообразные криогенные процессы и явления получили широкое распространение в неоплейстоцене на территории Западной Сибири. Выявление палеокриогенных образований разного типа и масштаба, а также установление связи между ними в разрезах позволяет проследить смену обстановок осадконакопления в неоплейстоцене в пределах конкретного участка, а также расширить представления об эволюции криолитозоны в регионе в целом.

Для криолитологических исследований был выбран район, расположенный на южной границе зоны распространения современных многолетнемерзлых пород, а также, согласно существующим представлениям [1, 2, 3], вблизи краевой зоны максимального (самаровского) оледенения – в приледниковой области. Вблизи д. Чембакчино (ХМАО) (рис. 1), в естественном береговом обнажении р. Иртыш, протяженностью 7 км, вскрывается мощная толща отложений, слагающих западную часть Тобольского «материка». Район исследований приурочен к эрозионно-аккумулятивной поверхности с абс. отм. 50-100 м, относимой к IV надпойменной озерно-аллювиальной террасе. Ее рельеф плоский, слаборасчлененный, с пологим наклоном к долине Оби, большинство форм имеют эрозионное или «просадочное» происхождение.

Несмотря на неоднократные исследования разрезов в низовьях Иртыша продолжается дискуссия о причинах возникновения деформаций, генезисе и возрасте осадочной толщи. Неоплейстоценовые озерные глины и суглинки в долине нижнего Иртыша, по мнению некоторых исследователей [1, 4, 5], накапливались во время четвертичных оледенений в приледниковом Мансийском озере, а аллювиальные отложения – во время дегляциации, при возобновлении речного стока. В средненеоплейстоценовых отложениях выделяли следующие типы нарушений: от 1 до 3 горизонтов грунтовых жил (клиньев), мелкие сбросы по трещинам и инволюции. При этом не всегда приводятся сведения о размерах и форме образований, их соотношениях с вмещающими породами, а их образование связывают с гравитационными, конвекционными, суффозионными, криогенными или гляциотектоническими процессами [1, 3, 6]. Структурно-текстурные особенности неоплейстоценовых пород остаются малоизученными [4], редко применяются для реконструкции палеоклиматических условий.

Исследования следов палеокриогенеза в неоплейстоценовых отложениях разреза «Чембакчино» проведены в 2004-2006 гг. В естественном береговом обнажении изучена средне- и верхнеоплейстоценовая толща мощностью 16 м, представленная переслаивающимися синеватыми глинами, серыми суглинками, светло-серыми и желтоватыми песками, с линзами и прослоями торфа. Практически для всех отложений характерно наличие окислов железа по контактам слоев, границам жил и посткриогенной отдельности пород.

В изученном разрезе было выделено: 5 ярусов разнотипных и разновозрастных жильных структур, различающихся по размерам, строению и типам формирования [7], 4 горизонта инволюций, реликт протаявшего бугра пучения, оползневые и трещинные деформации (см. рис. 1).

Первый ярус (нижний, на глубине 14-15 м) представлен грунтовыми песчаными жилами с гумусированными прослойками. Жилки клиновидной формы по вертикали достигают 0,5-0,7 м, ширина их в верхней части 0,1-0,2 м. Среднее расстояние между жилками 0,2-0,4 м, они деформированы и залегают в песках под углом в 45°. Вышележащие коричневые суглинки смяты, выдавлены и перемешаны. Вероятно, жилки формировались как первично-грунтовые в слое сезонного промерзания.

Второй ярус жил (на глубине 9-12,5 м) в разрезе залегает стратиграфически выше первого яруса и может быть отнесен предположительно к холодному самаровскому периоду. Крупные клиновидные псевдоморфозы по ледогрунтовым жилам сохранились не везде, они размыты в погребенных эрозионных врезках в останцах озерно-аллювиальной равнины. Псевдоморфозы выполнены серыми, бурыми суглинками и светлыми мелкими песками с вертикальной волнистой слоистостью. На контактах слоев разного состава, внешних границах жил присутствуют плотные корки гидроокислов железа. Верхняя часть жил размыта, их вертикальные размеры 4,5 м, ширина – до 1,5 м. Жилы имеют резкие, угловатые боковые контакты – реликты плечиков, а во вмещающих породах наблюдаются микросбросы (разрывы и смещения слоев с амплитудой до 0,16 м), изгибание слоев вниз, смятие посткриогенной линзовидно-сетчатой текстуры. Псевдоморфозы образуют полигональную сеть с размером решетки около 6 м. Форма, внутренняя структура жил и характер деформаций вмещающих пород

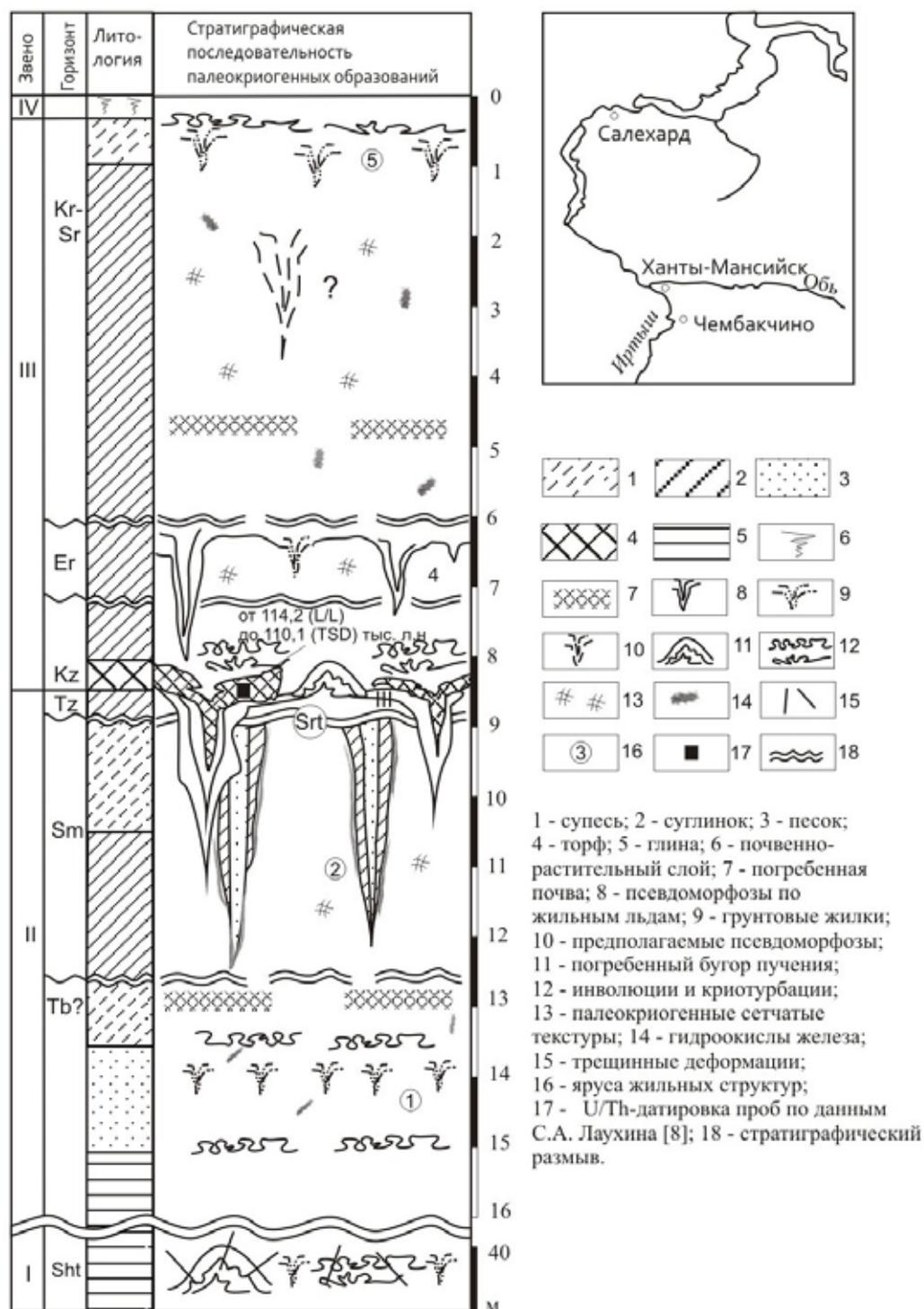


Рис. 1. Стратиграфическая схема палеокриогенных образований в опорном разрезе «Чембакчино».

свидетельствуют о формировании ледяных жил по сингенетическому типу. После образования псевдоморфоз второго яруса произошел размыв территории, в результате был уничтожен песчаный слой и верхние части жил.

Третий ярус жил (на глубине 8-11 м) образует крупную полигональную сеть с размером решетки 18-20 м. Верхние части псевдоморфоз образованы светло-серыми супесями с прослоями торфа, нижние части – темно-бурыми суглинками. Жилы имеют плавные нечеткие очертания, местами ожелезненные боковые контакты. Окончание жил узкие, волнистые, отложения сцементированы плотными соединениями железа. Псевдоморфозы внедряются в серые супеси и суглинки с отчетливой посткриогенной линзовидно-сетчатой текстурой и во второй ярус жил. Вертикальные размеры псевдоморфоз 3,5-6 м, ширина в верхней части у особо крупных

структур достигает 5 м. Верхняя супесчаная часть – это жилы заполнения, сформировавшиеся в результате вытаявания ледяных жил и просадки перекрывающих супесей и торфа.

Жильные структуры третьего яруса наиболее крупных размеров перекрыты линзам аллохтонного торфа начала казанцевского периода [8] и постилающими торф озерными серыми суглинками. Линзы торфа включают неразложившиеся древесные и растительные остатки, мхи и прослойки песков, что свидетельствует о чередовании застойного и проточного режима в мелком зарастающем водоеме. Формирование полигонально-жильных льдов, вероятно, происходило в период тазовского похолодания в субэаральных условиях полигональной тундры. Размеры и форма жил, присутствие над ними инволюций, отсутствие видимых деформаций вмещающих пород, внедрение в подстилающие отложения со вторым ярусом псевдоморфоз, свидетельствуют, что формирование нижних частей жил происходило по эпигенетическому типу, а верхних – по сингенетическому. Вытаивание жильного льда и формирование псевдоморфоз, вероятно, было вызвано потеплением и образованием мелководных термокарстовых озер в начале казанского периода.

Четвертый ярус (на глубине 7-8 м) представлен как псевдоморфозами по повторно-жильным льдам, так и первично-грунтовыми жилами разных размеров, образующими несколько генераций. Псевдоморфозы имеют клиновидную форму, четкие контакты, подчеркнутые выделениями гидроокислов железа, ширина в верхней части достигает 1,7 м, вертикальные размеры – 3,6 м. Жилы выполнены слоистыми серыми суглинками с прослоями торфа. Вмещающие породы, представленные слоистыми супесями, суглинками и песками, на контакте с жилами их слоистость резко изгибается вверх и принимает вертикальное положение. Формирование повторно-жильного льда происходило по сингенетическому типу, об этом свидетельствуют размеры псевдоморфоз и деформации вмещающих пород на контакте. Вытаивание льда, вероятно, было вызвано обводнением территории в период каргинского потепления.

Пятый ярус жил образован грунтовыми жилами и затеками погребенных, возможно, голоценовых почв. Затеки имеют округлую форму, подчеркнутую внутренней слоистостью. Размеры структур по вертикали достигают 0,6 м, по ширине до 0,7 м.

Следы проявления процессов циклического промерзания и пучения в средне- и верхнеплейстоценовых отложениях опорного разреза «Чембакчино» представлены в виде инволюций, криотурбаций и палеокриогенных текстур. Все они приурочены к отложениям с полигонально-жильными структурами. Инволюции, связанные с первым ярусом жил, представляют собой языкообразные и линзовидные внедрения глин в перекрывающие песчаные породы с псевдоморфозами. Деформированные грунтовые жилы в песчаном горизонте указывают на возникновение инволюций после образования грунтовых жил. Разнообразные нарушения слоистости (смятия, изгибы прослоев) были отмечены в отложениях (0,8-1 м), перекрывающих третий ярус жильных структур. В этом случае деформации формировались при промерзании и протаивании пород деятельного слоя в период роста повторно-жильных льдов третьего яруса.

Кроме этого над отложениями полигональных блоков третьего яруса выявлена выпуклая линза суглинков, оконтуренная ожелезненными трещинами. Эта структура с ржавыми сетчатыми посткриогенными текстурами, возможно, представляет собой погребенный, сезонный бугорок пучения. Его образование было вызвано протаиванием полигонально-жильных структур и локальным обводнением деятельного слоя. Вблизи поверхности, в центре просевшего обводненного полигона в условиях сезонного промерзания, вероятно, образовывались льдистые грунты и линзы льда, происходило выпучивание и растрескивание вышележащих отложений. После протаивания мелкие фрагменты бугра по посткриогенным трещинам просели.

В обнажении «Чембакчино» средние и нижние его части закрыты мощными оползнями, вызванными инфильтрацией и выходами грунтовых вод, поэтому здесь выявлены лишь отдельные фрагменты строения разреза. На протяжении всего обнажения выявлены крупные погребенные палеоврезы, заполненные песчано-глинистыми отложениями. В них отмечены смещенные блоки пород с зонами будинирования глин и пологонаклонные разнонаправленные трещины, характерные как для реликтов крупных бугров пучения, так и для крупных оползней. Севернее, на глубине 40 м, вскрывались сизо-серые глины с прослоями песков, которые относят к семейкинской свите нижнего неоплейстоцена [1]. Они смяты, разорваны на блоки и смещены по наклонной плоскости. Под зоной сдвига в ненарушенных породах выявлены мелкие грунтовые жилы и инволюции глин, что указывает субэаральную обстановку их формирования и свободную от покрова льда поверхность.

**Заключение.** Наличие пяти стратифицированных ярусов древних криогенных образований в опорном разрезе «Чембакчино» свидетельствует о многократной аградации и деградации криолитозоны в неоплейстоцене на этой территории. Сопоставление разрезов показало, что горизонты отложений, относимые к среднему неоплейстоцену, отличаются разнообразным криогенным строением, обусловленным дифференцированными субэаральными палеоландшафтными условиями. Установленные яруса псевдоморфоз сингенетического и эпигенетического типов свидетельствует о длительных периодах существования холодной субэаральной обстановки в среднем и верхнем неоплейстоцене, в период формирования озерно-аллювиальной равнины. Наиболее холод-

ными условиями со среднегодовыми температурами поверхности до  $-10^{\circ}\text{C}$  [9] характеризовался самаровский период, поскольку оставшиеся после размыва части сингенетических псевдоморфоз достигают 5 м, в них присутствуют остатки мелких млекопитающих зоны тундр, а размер полигональной сети – около 6 м. Сравнение палеокриогенных образований среднего и верхнего неоплейстоцена свидетельствует о менее суровой климатической обстановке в ермаковское время. В сартанских отложениях выявлены посткриогенные сетчатые текстуры, возможно, в них могут быть найдены полигонально-жильные структуры. Полученные данные свидетельствуют об отсутствии длительно существовавшего подпрудного бассейна в этой части Тобольского материка в периоды похолодания неоплейстоцена.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Средний и нижний плейстоцен низовий Иртыша. – Л.: Недра, 1974. – 160 с.
2. Волков И.А., Волкова В.С. Осадки трансгрессивных фаз плейстоценового Мансийского озера и великая системы стока ледниковых вод Сибири // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей северного полушария. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 85-91.
3. Архипов С.А. Хроностратиграфическая шкала ледникового плейстоцена севера Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональная корреляция. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 20-30.
4. Кривоногов С.К. Стратиграфия и палеогеография Нижнего Прииртышья в эпоху последнего оледенения по карпологическим данным. – Новосибирск: Наука, 1988. – 232 с.
5. Волкова В.С. Колебания климатов и ландшафты Западной Сибири в четвертичном периоде по палинологическим и геологическим данным // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей северного полушария. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 92-97.
6. Шмелев Л.М. Следы криогенных явлений в четвертичных отложениях Западной Сибири и их палеогеографическое значение // Четвертичный период Сибири. – М.: Наука. – 1966. – С. 429-436.
7. Опокина О.Л., Слагода Е.А. Криогенные явления разреза «Чембакчино» - показатель континентальных условий накопления отложений // Криогенные ресурсы полярных регионов. Мат-лы Междунар. конф., Т. 2. – Салехард, 2007. – С. 182-184.
8. Лаухин С.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., и др. Новое обнажение погребенного торфяника казанцевского возраста в низовьях Иртыша // ДАН. – 2006. – Т. 418 – № 5 – С. 650-654.
9. Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. – М.: МГУ, 1993. – 363 с.

#### СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ СИМБУГИНО И НОВЫЕ НАХОДКИ МОЛЛЮСКОВ (ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ)

**Осипова Е.М., Данукалова Г.А.**

*Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, myrte@mail.ru, danukalova@anrb.ru*

#### STRATIGRAPHICAL SUBDIVISION OF THE EOPLEISTOCENE DEPOSITS OF THE SIMBUGINO SITE AND NEW MOLLUSC FINDS (SOUTHERN FOREURALS)

**Osipova E.M., Danukalova G.A.**

*Institute of Geology, USC RAS, Ufa*

Местонахождение Симбугино ( $54^{\circ}45'38.33''\text{C}$ ,  $54^{\circ}58'50.15''\text{B}$ ) находится в овраге, впадающем в ручей Баткак, приток р. Кармасан (бассейн р. Белая) в окрестностях деревень Симбугино (бывш.) и Хлебодаровка (Благоварский район Республики Башкортостан, Южное Предуралье). Абсолютная отметка бровки оврага 195 м, дна – 164 м.

Впервые отложения «пост-плиоцена», вскрывающиеся в стенках оврага, были описаны М.С. Файрузовым в 1945 г. В 1968-1969 гг. во время геологического картирования А.В. Сиднев описал отложения акчагыла и апшерона, собрал коллекцию акчагыльских моллюсков и описал два новых вида унионид [1]. В 1970-75 гг. В.Л. Яхимович, И.Н. Семенов, П.И. Дорофеев, В.П. Сухов, А.Л. Чепалыга, А.В. Сиднев детально опробовали разрез Симбугино для палеомагнитных, палеоботанических, инженерно-геологических, палинологических, малакологических, микрофаунистических, петрографо-минералогических исследований [2]. В разрезе были

описаны отложения киммерийского (?) региояруса, карламанской и кумурлинской свит нижнего подъяруса, аккулаевской и воеводской свит верхнего подъяруса акчагильского региояруса, отложения нижнего, среднего и верхнего эоплейстоцена. В 1974 г. разрез посетили участники полевого симпозиума, организованного Волго-Уральской четвертичной комиссией. В 1981 г. в Уфе проходила V Всесоюзная конференция по изучению четвертичного периода и местонахождение Симбугино было одним из объектов полевой экскурсии. В 1981-1983 гг. на разрезе работали палеомагнитологи из Казанского государственного университета. В 2002 г. разрез посетили участники Международной конференции «Upper Pliocene and Pleistocene of the Southern Urals region and its significance for correlation of the eastern and western parts of Europe», организованной под эгидой ИНКВА подкомиссией по изучению четвертичной стратиграфии Европы (SEQS) [3]. В 2009-2010 гг. Е.М. Осипова провела дополнительное малакологическое опробование эоплейстоценовой части местонахождения Симбугино, очень бедной до того палеонтологическими остатками.

Описание четвертичной части местонахождения приводится сверху вниз [2; 3]. Стратиграфическая разбивка дана согласно унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений Южноуральского региона и территории Башкортостана [4] (рис. 1).



Рис. 1. Стратотип хлебодаровского, домбаровского, благоварского горизонтов. Местонахождение Симбугино, расч. 1 (верх).

7. Гравий из мелких полуокатанных частиц светлого мергеля в желтовато-буrom глинистом песке (мощн. 0,2 м).

8. Глина желтовато-коричневая местами красноватая алевролитовая с мелкооскольчатой отдельностью (мощн. 0,2 м).

9. Алевролит глинистый, желтовато-коричневый, с тонкими (1-2 см) прослойками красновато-коричневой глины. В верхней части слоя прослежен горизонт плотных, растрескавшихся мергельных конкреций (сред. 7×15 см) (мощн. 0,5 м).

10. Алевролит, глинистый, желтовато-коричневый с горизонтом конкреций в верхней части (мощн. 0,3 м).

11. Алевролит коричневый с розоватым оттенком, в верхней части с горизонтом мергельных конкреций размером до 5×12 см (мощн. 1,1 м).

### Удрякский горизонт

(аллювиальные отложения – а)

12. Песок серовато-коричневый с зеленоватым оттенком, мелкозернистый, полимиктовый с тонкими (1-2 см) прослойками розовато-коричневого глинистого алевролита. В нижней части слоя наблюдаются прослойки (2-3 см) мелкого галечника. Слоистость горизонтальная (мощн. 0,8 м).

Размыв.

### Демский надгоризонт

#### Раевский горизонт

(озерные отложения – л)

13. Глина розовато-коричневая, алевролитистая, участками ожелезненная, желтоватая, в верхней части с прослоями полимиктового песка (мощн. 0,9 м). Ранее в слое были определены мелкие раковинки *Radix pereger elongata* Clessin., а также остракоды: *Eucypris famosa* Schneid. (149 – здесь и далее цифра в скобках обозначает количество найденных экземпляров), *E. horridus* Sars. (1173), *Eucypris* sp. (1), *Limnocythere producta* Jaskevich et Kazmina (315) и радиолярии *Cenosphaera* (?) sp. [2].

14. Алевролит розовато-коричневый с гнездами зеленовато-желтого песка, с горизонтом мергельных конкреций в нижней части и галькой в основании слоя (мощн. 0,3-0,4 м).

Следы размыва.

### Тюлянский горизонт

(аллювиальные отложения – а)

15. Песок коричневатый-серый, во влажном состоянии зеленовато-коричневый, мелкозернистый, полимиктовый, тонкослоистый в результате переслаивания с коричневым алевролитом (мощн. 2-3 мм). Встречаются прослойки крупнозернистого песка с мелкой галькой (мощн. 0,7 м).

16. Галечник из мелкой окатанной гальки кремня и местных пород в серовато-коричневом мелкозернистом песке; ниже – неотсортированном, гравийном (мощн. 0,6 м). По данным [2] в слое найдены зубы млекопитающих: корнезубого цокора (1), корнезубых полевок (10), резцы зайца и полевки (2).

Размыв.

Осадки эоплейстоцена лежат с размывом на озерных отложениях воеводской свиты верхнего акчагыла.

#### Находки моллюсков в отложениях эоплейстоцена

Слой 2: *Succinea oblonga* (Drap.) (10), *Vertigo* cf. *pygmaea* (Drap.) (2 juv.), *Vertigo* sp. (2), *Pupilla muscorum* (L.) (20), *Chondrula tridens* (Müll.) (1), *Cochlicopa lubrica* (Müll.) (8), *Gastrocopta* cf. *theeli* (West.), *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.) (9), *V. costata* (Müll.) (1), ? *Perpolita* sp. (2 juv.), *Lymnaea* (~25 juv.), обломки раковин.

Слой 3: *Vallonia costata* (Müll.) (7), *Carychium minimum* Müll. (?) (1), веретеновидные обломки раковин (4).

Слой 4: *Vallonia tenuilabris* (Al.Br.) (2), обломки раковин.

Слой 5: *Cochlicopa lubrica* (Müll.) (2+1 обл.+5 juv.), *Ena montana* (Drap.) (20 обл.), *Columella columella* Martens (1+2 обл.), *Vallonia pulchella* (Müll.) (11), *Pupilla muscorum* (L.) (380), *Pseudotrichia rubiginosa* (A. Schm.) (50), *Succinea oblonga* Drap. (180), *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.) (350), *Vallonia* sp. (ок. 100), обломки раковин моллюсков (много), ? *Pupilla* sp. (2), *Cochlicopa* sp. (1 обл.), *Ena* sp. (4 juv.), *Monachoides incarnatus* (Müll.) (1+juv.+ обл.)

Слой 6: *Pupillidae* (3 обл.), *Vallonia pulchella* (Müll.) (1), *Vallonia* sp. (3 обл.), *Succinea* sp. (2 обл. juv.).

Слой 7: *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.) (2+1 обл.), *Pupillidae* (2 обл.), обломки раковин.

Слой 7-8: *Succinea oblonga* (Drap.) (13 juv.), *Stagnicola* sp. (1 обл.), *Vallonia tenuilabris* (Al. Braun) (8), *Pupilla* sp. (2 обл.), *Vertigo pygmaea* (Drap.) (10 juv.), обломки раковин.

Слой 9-10: *Pupilla* sp. (4 обл.), *Lymnaea* sp. (1 juv.), *Vallonia tenuilabris* (Al. Braun) (4), обломки раковин.

Слой 11: *Succinea* sp. (4 juv.), *Vallonia tenuilabris* (Al. Braun) (10), *Pupilla muscorum* (L.) (11).

Слой 12: *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.) (6), *Succinea oblonga* Drap. (3\*), *Pupilla muscorum* (L.) (2), *Pisidium* sp. (1 обл.).

Слой 13: *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.) (38), *Vallonia costata* (Müll.) (4+3\*), *Succinea oblonga* Drap. (17+5 juv.), *Gyraulus laevis* (Alder) (1), *Pupillidae* (1 обл.), *Pupilla muscorum* (L.) (6+ обломки), *Stagnicola palustris* (Müll.) (5+juv.), ? *Vertigo* cf. *modesta* (Say) (6), ? *Vertigo* sp. (1).

Слой 15: *Vallonia tenuilabris* (Al. Braun) (2), *Succinea oblonga* (Drap.) (2), обломки раковин.

Слой 16: *Succinea* sp. (1 обл.), веретеновидная раковина (1+1 обл.), обломки раковин (много).

**Заключение.** В результате дополнительного изучения местонахождения Симбугино были подробно стратифицированы отложения эоплейстоцена с выделением тюлянского и раевского горизонтов демского надгоризонта, удрякского и хлебодаровского горизонтов давлекановского надгоризонта, домбаровского и благоварского горизонтов кармасанского надгоризонта.

Местонахождение Симбугино является стратотипическим для благоварского, домбаровского и хлебодаровского горизонтов эоплейстоцена.

Впервые отложения эоплейстоцена охарактеризованы находками моллюсков, в статье приведен фактический материал результатов малакологических исследований. Этот разрез можно считать уникальным, потому

что в отложениях эоплейстоцена встречены *Monachoides incarnatus* (Müll.), которые в данный момент обитают в более теплых климатических условиях; вид *Gastrocopta cf. theeli* (West.) является плиоценовым реликтом, а также найдены веретеновидные обломки раковин, вероятно, принадлежащие новому виду моллюсков. В дальнейшем планируется детальное продолжение изучения малакофауны в отложениях местонахождения Симбугино.

**Благодарности.** На седьмом (XVI) совещании по изучению моллюсков в 2006 г. (г. Санкт-Петербург), В.А. Присяжнюк сказал, что не бывает «немых» разрезов с отсутствием фауны, необходимо только желание, сито и водоем для промывки. Благодарим его за идею поиска раковин моллюсков в «неперспективных» отложениях. Спасибо В.А. Осипову и К.М. Морозову за помощь во время полевых работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Сиднев А.В., Чепалыга А.Л. Моллюски // Фауна и флора Симбугино (опорный разрез акчагыла и апшерона Башкирии). – М.: Наука, 1977. – С. 94-121.
2. Фауна и флора Симбугино (опорный разрез акчагыла и апшерона Башкирии). – М.: Наука, 1977. – 236 с.
3. Danukalova G.A., Yakovlev A.G., Puchkov V.N., Danukalov K.N., Agadjanian A.K., Van Kolfshoten Th., Morozova E.M., Eremeev A.A. Excursion Guide of the INQUA SEQS – 2002 conference, 30 June – 7 July, 2002, Ufa, Russia (INQUA SEQS – 2002 conference «The Upper Pliocene – Pleistocene of the Southern Urals region and its significance for correlation of eastern and western parts of Europe»). – Ufa: Dauria, 2002. – 139 p.
4. Данукалова Г.А. Уточненная региональная стратиграфическая схема квартала Предуралья и основные события на территории Южно-Уральского региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2010. – Т. 18, – № 3. – С. 1-18.

### ПРИРОДНАЯ СРЕДА И КЛИМАТ ВЕРХНЕПОНОЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ (КОЛЬСКИЙ П-ОВ) В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ (ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗ. ЧУРОЗЕРО)

Павлова Е.Ю.<sup>1</sup>, Дорожкина М.В.<sup>1</sup>, Девятова Э.И.

<sup>1</sup> ГУ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, pavloval@rambler.ru, mdorozhkina@mail.ru

### LATE PLEISTOCENE TO HOLOCENE ENVIRONMENT AND CLIMAT IN THE UPPER PONOY DEPRESSION (KOLA PENINSULA) RECONSTRUCTED FROM POLLEN RECORD OF CHUROZERO LAKE BOTTOM DEPOSITS

Pavlova E.Yu.<sup>1</sup>, Dorozhkina M.V.<sup>1</sup>, Devyatova E.I.

<sup>1</sup> Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg

Палинологическая изученность Верхнепонойской депрессии – важного в палеогеографическом отношении ключевого района восточной части Кольского полуострова до настоящего времени остаётся недостаточной. Результаты изучения колонки донных отложений оз. Чурозеро – реликтового водоёма, свидетельствующего о существовании в пределах депрессии древнего обширного озёрного бассейна, позволяют восполнить имеющиеся пробелы и реконструировать природно-климатические изменения на протяжении позднеледниковья-голоцена. В центральной части оз. Чурозеро (67°25'44"с.ш., 36°10'37"в.д.) с глубины 2,05 м пробоотборником ГОИН-1,5 отобрана колонка донных осадков мощностью 1,51 м, представленные сверху вниз: (0,0-0,77 м) – сапропель; (0,77-1,04 м) – гомогенные глины; (1,04-1,31 м) – ленточно-слоистые глины; (1,31-1,47 м) – плотная глина; (1,47-1,51 м) – тяжёлый суглинок с включениями крупного щебня. <sup>14</sup>C датировки сапропеля получены в Лаборатории геохронологии СПбГУ под руководством Х.А. Арсланова: в интервале 0,15-0,23 м – 3940±200 л.н. (ЛУ-3999), в интервале 0,7-0,78 м – 10700±1040 л.н. (ЛУ-3997). Нижняя <sup>14</sup>C датировка рассматривается как ориентировочная. Для реконструкции природно-климатических изменений района оз. Чурозеро был выполнен детальный палинологический анализ колонки донных отложений, позволивший в пределах спорово-пыльцевой диаграммы выделить 7 палинозон, характеризующих средний дриас – суббореал (рис. 1). На основе результатов видовых определений зёрен пыльцы и спор применена методика реконструкции скалярных климатических показателей по флористическим материалам [1]. При построении ареало- и климатограмм использованы данные о современных ареалах и экологических характеристиках сосудистых растений, и климатические показатели более 3000 метеостанций территории бывшего СССР. Для выделенных палинозон получены отклонения от современных значений температур самого теплого месяца ( $\Delta t_{\text{ctm}}$ ), самого холодного месяца ( $\Delta t_{\text{cxm}}$ ), среднегодовой температуры ( $\Delta t_{\text{cpr}}$ ), среднегодовой суммы осадков ( $\Delta P$ ). Современные климати-



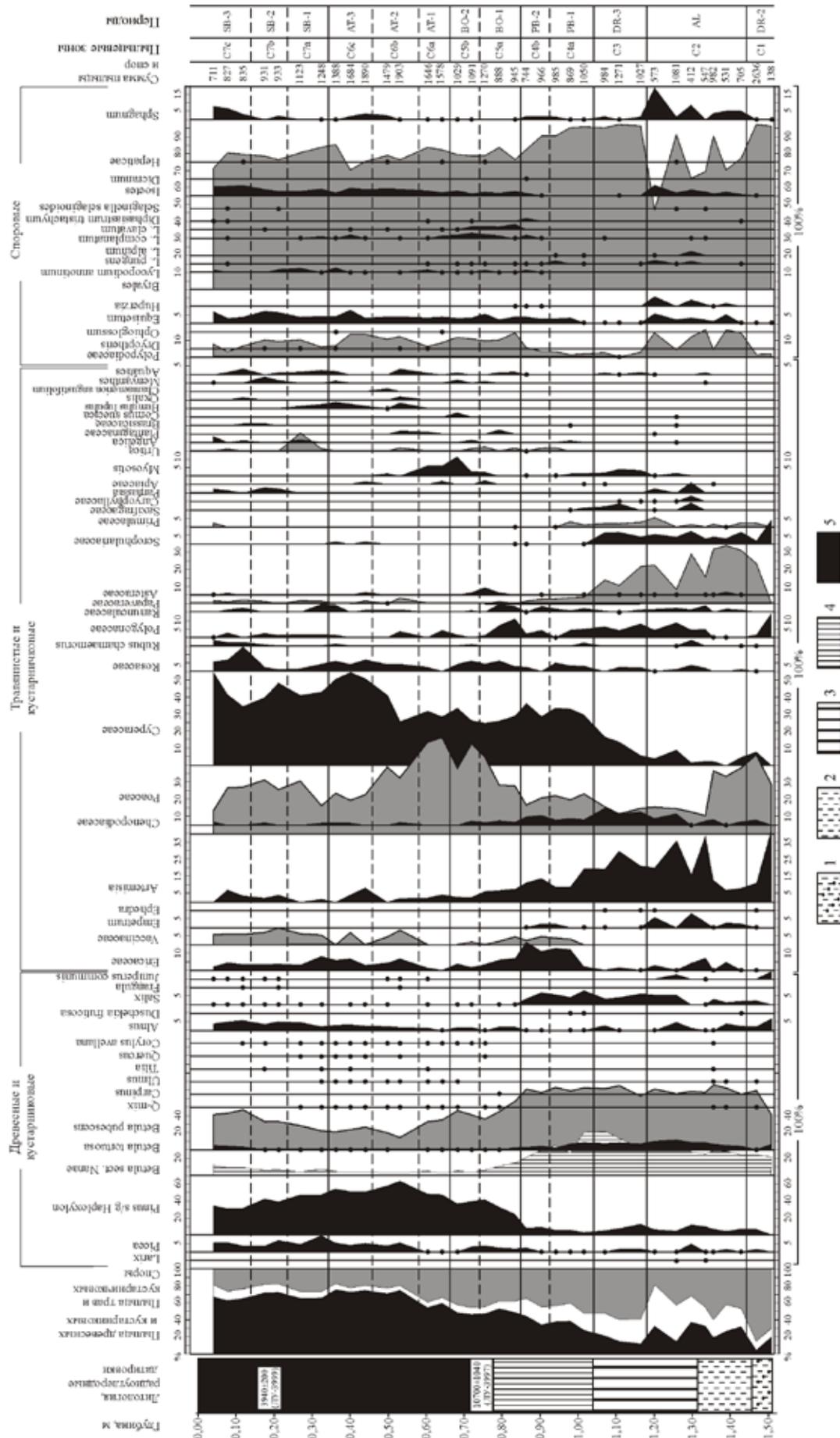


Рис. 1. Спорно-пыльцевая диаграмма колонки донных отложений оз. Чурозеро.  
 1 — тяжёлый суглинок; 2 — плотная глина; 3 — ленточно-слоистые глины; 4 — гомогенные глины; 5 — сапропель.

ческие показатели для района оз. Чурозеро составляют:  $t_{\text{стм}} = +12,8^\circ\text{C}$ ,  $t_{\text{схм}} = -13^\circ\text{C}$ ,  $t_{\text{срг}} = -1,5^\circ\text{C}$ , среднегодовая сумма атмосферных осадков ( $P$ ) = 440 мм/год.

**Средний дриас (DR-2).** Ландшафты DR-2 были представлены открытыми пространствами полярно-маково-злаковых и злаково-полярных сообществ в сочетании с зеленомошными тундрами и участками незакрепленного субстрата. Характерно присутствие гипоарктических, арктических, пионерных, горно-луговых и степных элементов растительности.

Климат конца DR-2 характеризовался продолжительной холодной малоснежной зимой и холодным коротким летом:  $\Delta t_{\text{схм}}$  составляли от  $-5,6^\circ\text{C}$  до  $-7^\circ\text{C}$ ,  $\Delta t_{\text{стм}}$  менялись от  $-4,8^\circ\text{C}$  до  $-5,5^\circ\text{C}$ . О широком развитии вечной мерзлоты свидетельствует среднегодовая температура:  $\Delta t_{\text{срг}} = -6,2(-6,7)^\circ\text{C}$ . Годовая сумма осадков не была постоянной:  $\Delta P = -90(+60)$  мм/год. Тяжелый суглинок с крупным щебнем в нижней части колонки, относимый к концу DR-2, трактуется нами как морена последнего (поздневалдайского) оледенения. Для конца DR-2 характерно сокращение в пределах возвышенностей малоподвижных ледников небольшой мощности.

**Аллерёд (AL).** В AL существовали открытые пространства полярно-маково-злаковых и маково-злаково-полярных сообществ в сочетании с участками зеленомошных тундр и локальными островками ерничково-берёзового редколесья. Флора этого времени была обогащена арктическими элементами флоры, а также пионерными, горно-луговыми и степными видами из сем. *Chenopodiaceae* и *Ephedra*. Широкое развитие имели открытые пространства незакрепленного субстрата. Поведение спектров спор *Equisetum*, *Sphagnum*, наличие пыльцы водных растений в палинозоне С2 отражает переменный характер увлажнения на протяжении AL.

Для климата AL характерно повышение среднегодовых температур, средних летних температур и понижение зимних температур по сравнению с DR-2. Среднегодовые температуры были ниже современных на  $3-5^\circ\text{C}$ ,  $\Delta t_{\text{стм}} = +0,7-1,7^\circ\text{C}$ ,  $\Delta t_{\text{схм}} = -10(-11,2)^\circ\text{C}$ ,  $\Delta P = -50(+20)$  мм/год. Многолетняя мерзлота имела широкое распространение. Резкое повышение летних и среднегодовых температур в AL привело к таянию ледников, существовавших в DR-2, и образованию приледникового водоёма. Это событие фиксируется сменой плотных глин нижней части колонки ленточно-слоистыми глинами.

**Поздний дриас (DR-3).** Ландшафты DR-3 представляли собой несомкнутые пространства злаково-маково-полярно-разнотравных и маково-полярно-злаково-осоковых зеленомошных тундр в сочетании с участками незакрепленного субстрата, островными участками ерничков и локальными фрагментами берёзового криволесья. Основная роль принадлежала пионерным, горно-луговым и степным элементам флоры, арктическим и гипоарктическим видам.

На границе AL и DR-3 произошло сильное и резкое похолодание. Для климата DR-3 характерна продолжительная суровая зима:  $\Delta t_{\text{схм}} = -14(-15,2)^\circ\text{C}$ , и прохладное лето:  $\Delta t_{\text{стм}} = -1,5^\circ\text{C}$ .  $\Delta t_{\text{срг}} = -3,5(-7,7)^\circ\text{C}$ .  $\Delta P = -10(-40)$  мм/год. В связи с похолоданием в DR-3 происходит увеличение площади локальных ледников, развитых на окружающих возвышенностях (Панские Тундры, г. Чурозерская и др.). Ледники были малоактивными и не спускались в области предгорий. Снос терригенного материала в приледниковый водоём, существовавший в пределах котловины оз. Чурозеро, был незначительным, о чём свидетельствует небольшая мощность ленточно-слоистых глин.

**Пребореал (PB).** В PB были широко развиты несомкнутые лесотундровые берёзовые редколесья, ерничковые заросли и верещатники (из *Betula nana*, *Salix sp.*, *Ericaceae*, *Vaccinium sp.*, *Empetrum sp.*) в сочетании с травяно-кустарничковыми тундрами и открытыми участками незакрепленного субстрата, на которых произрастали пионерные, горно-луговые и степные виды *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Artemisia*. Сохраняется позиция арктических и гипоарктических элементов флоры.

Для PB характерно потепление климата по сравнению с DR-3. В PB1 резко повышаются средние зимние температуры:  $\Delta t_{\text{схм}} = -5,1(-2,8)^\circ\text{C}$ .  $\Delta t_{\text{стм}} = -0,7(+0,4)^\circ\text{C}$ ,  $\Delta t_{\text{срг}} = -2,1(-0,8)^\circ\text{C}$ .  $\Delta P = -50(-70)$  мм/год. В PB-2 отмечается кратковременное похолодание, выразившееся в понижении зимних и среднегодовых температур ( $\Delta t_{\text{схм}} = -4,3 - -5,8^\circ\text{C}$  и  $\Delta t_{\text{срг}} = \text{до } -3,4^\circ\text{C}$ ) при некотором увеличении среднегодовой суммы осадков по сравнению с PB-1 ( $\Delta P = -70 - -10$  мм/год).

На границе DR-3 и PB-1 происходит сокращение и отступление ледников, повышается уровень приледникового водоёма. Изменение климатических условий и условий осадконакопления получило отражение в смене ленточно-слоистых глин на микрослоистые глины, что свидетельствует об увеличении глубины и площади бассейна, удалении области сноса. В течение PB ледниково-озёрный режим водоёма сменился собственно озёрным. В этот период происходит отложение гомогенных глин. На рубеже PB и BO произошли резкие изменения в развитии природных комплексов.

**Бореал (BO).** Ландшафты BO были представлены лесотундровым берёзовым редколесьем в сочетании с отдельными участками редкостойных берёзовых и сосново-берёзовых лесов северотаёжного типа с небольшой примесью ели разнотравно-злаковых зеленомошных. Присутствие пыльцы водных растений, видовой состав пыльцы кустарничков и трав указывают на широкое распространение в BO злаково-осоковых болот с *Menyanthes* и мелководных зарастающих водоёмов. Болота чередовались с участками ерничково-кустарничковых зарослей. В целом, господствующее положение занимали бореальные виды флоры.

В ВО происходит изменение климатических условий в направлении устойчивого последовательного потепления климата. Повысились летние  $t$ :  $\Delta t_{\text{ср}} = +1-(+2,4)$  °С. Потептели зимы. Так, в ВО-1:  $\Delta t_{\text{ср}} = -4,8-(-3,3)$  °С, в ВО-2  $\Delta t_{\text{ср}} = -1,2-(+2,2)$  °С. В ВО  $\Delta t_{\text{ср}} = -0,2-(+2,2)$  °С. Повышение  $t_{\text{ср}}$  вызвало деградацию многолетней мерзлоты. В ВО-1  $\Delta P = -40-(+70)$  мм/год. С ВО-2 отмечается устойчивое увеличение  $P$ :  $\Delta P = 0-(+60)$  мм/год.

Климатические колебания в течение ВО нашли своё отражение в характере озёрных отложений. Отлагавшиеся в водоёме в ВО-1 гомогенные глины сменились в ВО-2 в связи со значительным потеплением климата накоплением сапропеля.

Атлантический период (АТ). В АТ-1 существенно увеличились пространства, занятые берёзовыми и сосново-берёзовыми лесами. С АТ-2 были распространены типичные северотаёжные сосново-берёзовые и берёзово-сосновые леса с примесью ели злаково-зеленомошные в сочетании с низинными гипново-осоковыми и хвощёво-осоковыми болотами. Широкое развитие имели обширные мелководные водоёмы.

Начавшееся в ВО общее потепление достигло своего максимума в АТ:  $\Delta t_{\text{ср}} = +1,7-(+2,7)$  °С,  $\Delta t_{\text{ср}} = +1,3-(+4,7)$  °С,  $\Delta t_{\text{ср}} = -1,1-(+2,3)$  °С. Устойчивое увеличение  $P$  с РВ-2 привело к максимальному увлажнению климата в АТ-1. С АТ-1 начинается постепенное уменьшение  $P$ . Если в АТ-1  $\Delta P = +110-(+180)$  мм/год, то к АТ-3  $\Delta P = +20-(+150)$  мм/год. Общее потепление климата в АТ привело к полной деградации многолетней мерзлоты. На протяжении АТ в котловине оз. Чурозеро шло непрерывное накопление сапропеля.

Суббореал (SB). В SB берёзово-сосновые леса сменяются сосново-берёзовыми лесами с примесью ольхи и ели разнотравно-злаково-осоковыми. Ведущая роль в ландшафтах принадлежит бореальным видам. Широко были развиты низинные гипново-осоковые и осоково-хвощёвые болота с переменным режимом увлажнения.

В SB происходит общее похолодание климата.  $t_{\text{ср}}$  понизилась на 2°С в SB-1 и на 3-4°С в SB-3 по сравнению с АТ.  $\Delta t_{\text{ср}}$  и  $\Delta t_{\text{ср}}$  также понизились на 5-6°С и на 3-3,5°С соответственно по сравнению с АТ. В целом, в течение SB  $\Delta t_{\text{ср}} = -0,5-(-3,4)$  °С, а  $\Delta t_{\text{ср}} = -3,2-(-7,8)$  °С. Летние температуры понижались на протяжении SB1-SB2. В SB1  $\Delta t_{\text{ср}} = +1$  °С, но в SB2  $\Delta t_{\text{ср}} = -0,2-(-1,5)$  °С. В SB3  $\Delta t_{\text{ср}} = \pm 0,6$  °С. В SB-1  $\Delta P = -50-(+40)$  мм/год.

Полученная схема развития палеоклимата и природной среды в позднем неоплейстоцене - голоцене может быть экстраполирована на восточную часть Кольского полуострова.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гричук В.П. Реконструкция скалярных климатических показателей по флористическим материалам и оценка её точности // Методы реконструкции палеоклиматов. – М.: Наука, 1985. – С. 20-28.

### АБСОЛЮТНАЯ ХРОНОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВАЛДАЙСКИХ РЕЧНЫХ ТЕРРАС В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ Р. СЕЙМ

Панин А.В.<sup>1</sup>, Бульярт Ж.-П.<sup>2</sup>, Матлахова Е.Ю.<sup>1</sup>, Мюррей А.<sup>2</sup>, Пахомова О.М.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Географический ф-т МГУ, Москва, andrey-panin@rambler.ru

<sup>2</sup> Лаборатория люминесцентного датирования университета Орхус, Дания

<sup>3</sup> Вятский гуманитарный университет, Киров

### ABSOLUTE CHRONOLOGY AND CLIMATIC CONDITIONS OF VALDAI (VISTULIAN) TERRACES FORMATION IN THE MIDDLE SEIM RIVER VALLEY

Panin, A.<sup>1</sup>, Buylaert J.-P.<sup>2</sup>, Matlakhova E.<sup>1</sup>, Murray A.<sup>2</sup>, Pakholova O.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Faculty of Geography, Moscow State University, Russia, andrey-panin@rambler.ru

<sup>2</sup> Aarhus University, Risø National Laboratory, Roskilde, Denmark

<sup>3</sup> Vyatka University for Humanities, Kirov, Russia

При впадении в р. Сейм малого правого притока р. Рогозны располагается известная позднелепеолитическая стоянка Авдеево [1-3]. Участок дна долины, где расположена стоянка, имеет высоту до 7 м над Сеймом и до 3 м над Рогозной и в настоящее время не затопливается. Культурный слой с признаками стационарного обитания людей располагается на глубине 1-1,5 м, т. е. на высоте 5,5-6 м над Сеймом – на уровне верхнего предела современных паводков. Серия из 27 <sup>14</sup>С дат по материалу культурного слоя (преимущественно костный уголь) позволяет заключить, что стоянка посещалась людьми в интервале 17-23 тыс. <sup>14</sup>С л. н., т. е. на пике последнего криохрона, в том числе активно обживалась в период 20-22 тыс. <sup>14</sup>С л. н. [4]. В работе [4] подробно обсуждается представительность полученной серии <sup>14</sup>С дат, в том числе делается вывод о малой вероятности удревнения возраста стоянки за счет присутствия в датируемом материале ископаемых и перезахороненных костных остатков. С другой стороны, по существующим представлениям, максимуму позднего валдая в центре Русской

равнины соответствовал максимум аккумуляции в речных долинах – активное накопление аллювиальных толщ «первых» речных террас, имеющих высоту 10-12 м над уровнем рек. Именно такой геоморфологический признак используется, например, в практике геологического картирования при показе поздневалдайского аллювия. Налицо противоречие: уровень дневной поверхности, фиксируемый культурным слоем авдеевской стоянки, получается на 5-7 м ниже уровня аллювиальной аккумуляции того же времени. Остается в качестве гипотезы предположить, что накопление террасового аллювия и врезание реки произошло несколько ранее, и к моменту формирования стоянки терраса уже была террасой, а река была глубоко врезана, так что паводки того времени не достигали современных уровней. Прямых датировок поздневалдайских террас не только на Сейме, но и в других долинах центра Русской равнины, практически нет. Чтобы восполнить этот пробел, было предпринято настоящее исследование.

Строение террасового комплекса долины р. Сейм было изучено выше по течению г. Курчатова, в створе между дер. Малютино на левом берегу и с. Авдеево на правом. Выполнено литолого-стратиграфическое документирование и опробование 3 разрезов в береговых обнажениях и карьере. По полученным образцам выполнен гранулометрический и спорово-пыльцевой анализ, получена серия оптико-люминесцентных (ОСЛ) дат. Датирование проводилось в лаборатории университета г. Орхус, Дания. Для определения высот террас сделана серия топографических профилей с субдециметровой точностью с помощью DGPS Leica Smart Station (в кинематическом режиме). Интегральный профиль представлен на рисунке. Помимо поймы (П) высотой 3-4 м, выделено два террасовых комплекса – Т0 и Т1, разделяющихся на несколько ступеней (а, b, c). Эти ступени проявляются на нескольких удаленных профилях, что позволяет говорить об их неслучайной природе.

Террасовый комплекс Т1 (высота 12-16 м) сопоставляется с традиционно выделяемой «первой террасой». В расчистке стенки карьера на окраине дер. Малютино изучена ее нижняя 12-м ступень (Т0а) – разрез Мл-1 (описание разреза дается сверху вниз). Слой 1, 0,0-2,4 м – *эоловые пески*: мелко-средние, с чередованием тонкослоистой и массивной текстуры; ОСЛ дата на гл. 1,8 м: **21,7±1,6 тыс. л.** Слой 2, 2,4-3,2 м – *аллювий пойменной фации*: переслаивание криогенно деформированных супесей и суглинков. Слой 3, 3,2-3,7 м – *эоловые пески* (аналогичные слою 1). Слой 4: 3,7 – 5,0 м – переслаивающиеся 5-10-см суглинистые и супесчаные слои (фация прирусловых отмелей), криотурбированные (инволюции, псевдоморфоза по ПЖЛ), в нижней части наклонные, нижний контакт эрозионный, с падением 15° к югу (вверх по долине), так что слой прислоняется к или вложен в нижележащий. Слой 5, 5,0-7,1 м – *низы фации прирусловых отмелей, переходные к пристрежневой фации*: песок горизонтально слоистый мелко-средний, в верхней половине – с тонкими прослоями заиления, в нижней – с участием крупно и линзами грубого песка; ОСЛ дата на гл. 5,4 м: **50.1 ± 3.9 тыс. л.** Слой 6, 7,1-9,6 м – *пристрежневой аллювий*: песок горизонтально слоистый мелко-средний с линзами крупного и грубого песка, хорошо промытый; нижний контакт эрозионный. Слой 7, 9,6-10,1 м (вид.) – *пристрежневой аллювий более древней фазы аккумуляции*: песок мелко-средний с участием крупного, горизонтально слоистый, хорошо промытый, четко отличается от вышележащих слоев белесым цветом; ОСЛ дата на гл. 10,0 м: **77±7 тыс. л.** (рис. 1).

Описанный разрез документирует констративное накопление аллювия во второй половине раннего валдая (50-80 тыс. л. н.) с полным прекращением аллювиальной седиментации не позднее 20-23 тыс. л. н. Проблематично время накопления слоев 2-4, для которых абсолютных дат получить не удалось. Спорово-пыльцевые

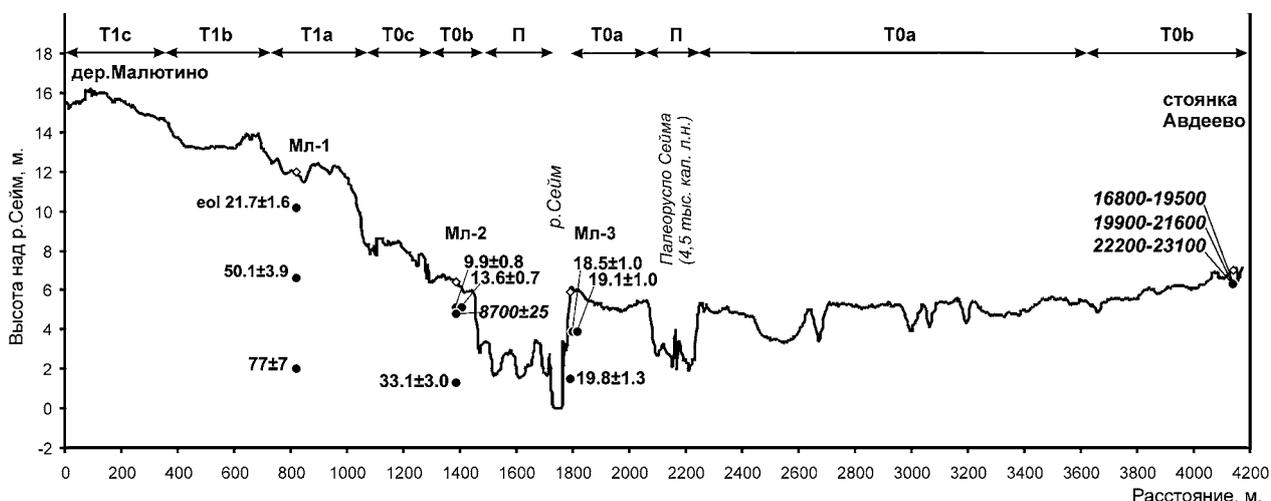


Рис. 1. Поперечный профиль через долину р. Сейм с индикацией террасовых ступеней (см. текст) и абсолютными датами по аллювию (дата по эоловым пескам отмечена eol). ОСЛ даты – в тыс. кал. л. н., 14 С – л. н. Даты по Авдеево – из (Сулержицкий, 2004).

данные указывают на холодную обстановку осадконакопления (повсеместное присутствие карликовой березки). Несколько более теплым было время накопления верхов слоя 6 – низов слоя 5: снижается присутствие *Betula nana*, появляется ель. Значительная трансформация ископаемых СП-спектров внутри аллювиальных пачек, накопление которых должно было происходить геологически быстро (десятилетия – первые столетия) указывает на резкие смены климатических условий.

Террасовый комплекс Т0 можно сопоставлять с выделяемой рядом авторов (А.И. Москвитин – долина Волги; А.А. Асеев, Н.И. Кригер – долины бассейна Оки) т. н. «промежуточной террасой» – незатапливаемыми участками, поднимающимися всего на 1-2 м над высокой поймой рек. По георадарным данным, верхняя ступень комплекса (Т0с, 8,0-8,5 м) сложена преимущественно песками. Две нижние ступени, имеющие более сложное строение, изучены в береговых обнажениях Мл-2 и Мл-3.

Разрез Мл-2 вскрывает строение ступени Т0b (высота 6-7 м), описание сверху вниз. Слой 1, 0,0-1,3 (1,6) м – *пойменная фацция, наложенная на древний цоколь*: суглинок коричневый, почти не опесчаненный, сухой и плотный, в верхней половине гумусированный; к тыловому шву поверхности слой выклинивается, ближе к пойме растет в мощности, достигая 1,6 м. Два образца на ОСЛ, взятые рядом в 30 см над подошвой (в месте, где мощность слоя максимальна) дали даты  $13.6 \pm 0.7$  и  $9.9 \pm 0.8$  тыс. л. Причины столь значительного различия неясны. Исходя из всего комплекса данных по разрезу, более древняя дата была забракована. Слой 2, 1,3-3,1 м – *фацция прирусловых отмелей (надурезовая часть)*: песок светло-бежевый, с крупной неясно-горизонтальной слоистостью, в нижней части – с оглиненными прослоями. Верхние 20-30 см песка – более темные, сцементированные, в кровле местами серого цвета – эмбриональная почва. Общая органика из кровли слоя дала 14С (AMS) дату  $8700 \pm 25$  (GdA-1924), которая после калибровки указывает, что погребение слоя началось не ранее чем 9,5-9,7 тыс. кал. л. н. – хорошо соответствует более молодой ОСЛ дате из Слоя 1. Слой 3, 3,1-4,8 м – *фацция прирусловых отмелей (приурезовая часть)*: переслаивание горизонтально слоистых супесей и суглинков с ростом общей глинистости вниз по разрезу. Слой 4, 4,8-7,1 м (урез воды – 6,1 м) – *фацция прирусловых отмелей (нижняя часть)*: песок мелко-средний с участием крупного, с прослоями суглинка. ОСЛ дата из песчаного слоя на глубине 5,1 м:  $33.1 \pm 3.0$  тыс. л. Слой 5, 7,1-7,2 м (видимая) – *фацция затонов*: глина неорганическая с включениями зерен крупного кварцевого песка.

Разрез Мл-2 документирует две фазы аллювиального осадконакопления. Первая фаза (слои 2-5, средний валдай) – формирование аллювиальной толщи при горизонтальном перемещении крупной гряды с развитым затоном. Урез воды находился на 2-3 м выше современного (на уровне Слоя 3). СП-спектры говорят об условиях более прохладных, чем современные, но не очень холодных – сосново-березовые леса, в нижней части разреза с присутствием ели. Показательно также, что, в отличие от Мл-1, в разрезе Мл-2 нигде не встречено четких признаков криогенных деформаций. Очевидно, после первой фазы последовал длительный перерыв осадконакопления. Вторая фаза (слой 1, ранний голоцен) – отложение взвесей из очень медленно текущего потока. Поскольку Слой 1 облекает не только площадку, но и уступ террасы к пойме, где он погребается прислоненным пойменным аллювием и уходит под урез, можно сделать вывод, что межновый урез в период накопления слоя находился ниже современного (не менее чем на метр).

Ступень Т0а (5-6 м) широко развита по левому берегу. По линия топографического профиля (рисунок) на этой поверхности находится палеорусло Сейма с разработанной вдоль него полосой поймы. Выше по течению, в районе дер. Ванино и Липино по органике из заполнения этого палеорула ранее были получены 14С даты  $4060 \pm 120$  (ГИН-12410) и  $4100 \pm 190$  (ГИН-12411) [5], т. е. палеорусло было заброшено около 4,5 тыс. кал. л. н. Причина – экстремальный паводок, в результате которого русло перестроилось на отрезках длиной в десятки километров [5]. По-видимому, именно тогда в районе дер. Малютино русло заняло современное положение у левого края дна долины (или вернулось в это положение, т. к., судя по разрезу Мл-2, река находилась здесь в начале голоцена). Рогозна в тот период следовала вдоль левого края своей долины, обходя авдеевскую стоянку восточнее и южнее, и впадала в Сейм чуть восточнее линии профиля. После перестройки Сейма она некоторое время использовала отрезок его брошенного русла, судя по его трансформации в малые меандры, соответствующие размерам Рогозны. Позднее (возможно, в период высоких паводков рубежа SB-SA – см. ниже) Рогозна перестроилась и заняла положение на 0,5 км восточнее и по другую сторону от авдеевской стоянки (к северу и западу).

Строение 5-6-м ступени характеризует береговой разрез Мл-3 характеризует строение На протяжении почти 6 м (от бровки до уреза воды) он вскрывает монотонную, с неясной горизонтальной слоистостью пылевато-суглинистую толщу с ростом содержания мелкого песка в интервалах глубин 0-0,4 и 3,3-4,6 м. На глубинах 11 и 23-24 см найдены обломки керамики, датированные ранним железным веком (определение Г.Ю. Стародубцева), что позволяет связывать рост песка в кровле разреза с усилением паводков и временным возобновлением затопления террасы на рубеже SB-SA. Судя по СП данным, к голоцену относится верхняя 1,5-м часть разреза, формировавшаяся в условиях смешанного леса. В средней части разреза (1,5-3,50 м) пыльцы практически нет, а в имеющейся доминирует кустарниковая береза. Здесь с глубины 2,0 м получено две ОСЛ даты:  $19.1 \pm 1.0$  и  $18.5 \pm 1.0$  тыс. л. В нижней части (3,5-6 м) концентрация пыльцы заметно вырастает, реконструируются экосистемы хвойно-березовых лесов. ОСЛ дата на глубине 4,4 м –  $19.8 \pm 1.3$  тыс. л. Весь разрез

представлен пойменной фацией аллювия. Пески фации отмелей вскрыты бурением лишь начиная с 3 м под урезом воды (9 м от бровки разреза). Таким образом, толща накапливалась сразу после последнего ледникового максимума при положении межленного русла на 3-4 м ниже современного. В голоцене поверхность затоплялась лишь временами, в периоды особенно высоких паводков (конец ВО, рубеж SB-SA). Осадконакопление концентрировалось в значительной степени вдоль русла Сейма, что выразилось в формировании прирусловых валов высотой 0,5-1 м вдоль как современного, так и палеорула (рисунок).

Таким образом, терраса Т0а (5-6 м), как и терраса Т0б (6-7 м), имеет двучленное строение: на древнеаллювиальном цоколе (в первом случае – средне-, во втором – поздневалдайском) залегает молодой пойменный аллювий разных эпох роста паводков в голоцене. В целом представленные хронологические данные показывают, что во время последнего ледникового максимума река уже была врезана глубже современной, что и позволило обживать в это время относительно низкие гипсометрические уровни на авдеевской стоянке (возможно, она расположена на аналоге цоколя средневалдайской террасы Т0б). Врезание произошло не ранее 50 тыс. л. н. (накопление аллювия Т1а), но не позднее 30 тыс. л. н. (цоколь Т0б). За ледниковым максимумом ок. 20 тыс. л. н. последовала эпоха высоких паводков (накопление толщи Т0а), что и послужило, очевидно, причиной прекращения стационарного заселения авдеевской стоянки. Река оставалась врезанной глубже современного уровня еще в раннем голоцене (опускание слоя 1 террасы Т0б под урез реки), но затем последовала аккумуляция, приведшая уже во второй половине голоцена к масштабным перестройкам русла как самого Сейма, так и его притоков (Рогозна). По случайной случайности ценный археологический памятник (авдеевская стоянка) при этих перестройках не пострадал.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 09-05-00340). Авторы благодарны к.и.н. Г.Ю. Стародубцеву (Курский областной археологический музей) за определение образцов керамики.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гвоздовер М.Д., Григорьев Г.П. Авдеевская палеолитическая стоянка в бассейне р. Сейм // Палеоэкология древнего человека. – М., 1977. – С. 50-56.
2. Величко А.А., Гвоздовер М.Д., Григорьев Г.П., Губонина З.П., Ударцев В.П., Вангенгейм Э.А., Сотникова М.В. Авдеево // Археология и палеогеография позднего палеолита Русской равнины: Путеводитель. (А.А. Величко, В.П. Любин, Н.Д. Праслов, Е.И. Куренкова – ред.). – М.: Наука, 1981. – С. 48-56.
3. Булочникова Е.В. Стоянка Авдеево // Вопросы антропологии. – 2005. – Вып. 92. – С. 240-253.
4. Сулержицкий Л.Д. Время существования некоторых позднепалеолитических поселений по данным радиоуглеродного датирования костей мегафауны // Российская археология. – 2004. – № 3. – С. 103-112.
5. Власов М.В., Панин А.В. Следы экстремальных гидрологических событий и русловые деформации р. Сейма (на участке Курск-Курчатов) в голоцене // Восемнадцатое пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозийных, русловых и устьевых процессов. Курск, 28-30 октября 2003 г. Доклады и сообщения. – Курск: Курский ун-т, 2003. – С. 94-95.

### ВОЗМОЖНОСТИ РЕКОНСТРУКЦИЙ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В МОНГОЛЬСКОМ АЛТАЕ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ЕЖЕГОДНЫХ ЗАПИСЕЙ В ЛЕДНИКАХ И ОЗЕРНЫХ ОСАДКАХ

**Папина Т.С., Митрофанова Е.Ю., Малыгина Н.С.**

*Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, natmgn@gmail.com*

### POSSIBILITY OF RECONSTRUCTION OF CLIMATE CHANGE IN THE MONGOLIAN ALTAI BASED ON ANALYSIS OF ANNUAL RECORDS IN GLACIERS AND LACUSTRINE SEDIMENT

**Papina T.S., Mitrofanova E.Yu., Malygina N.S.**

*Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul*

Для создания надежных прогнозных моделей климатических и экологических изменений природной среды необходимы ряды данных высокого временного разрешения – годовые и сезонные [5]. Основные источники таких материалов – глобальные системы мониторинга, позволяющие получить разноплановые инструментальные данные о состоянии поверхностных оболочек Земли [5, 6]. Подобные ряды наблюдений дают возможность не только выявить природную периодичность, но и нередко объяснить механизмы климатических изменений. Однако длина этих рядов в основном не превышает первые сотни лет, что недостаточно для достоверного прогнозирования изменений в обозримом будущем. Для получения длинных рядов климатических и экологических изменений используют результаты реконструкций прошлых состояний атмосферы по различным стратифицируемым природным накопителям – полярным и высокогорным ледникам, донным отложениям, древесным кольцам и др. [7].

Реконструкции климатических изменений высокого разрешения актуальны для территории Алтая и Центральной Азии в целом, так как обоснованных реконструкций климата для этого региона очень мало, а имеющиеся реконструкции носят, как правило, качественный характер или имеют низкое разрешение.

Алтай – это обширная горная страна, которая охватывает западную оконечность мощного пояса гор Южной Сибири, представляющий собой орографический барьер для западного переноса воздушных масс. Алтай находится на границе раздела между тайгой и пустынными и полупустынными районами Центральной Азии. Этот регион интересен для исследований климатических изменений, как на региональном уровне, так и на глобальном, поскольку имеет резко континентальный климат и расположен в Центральной Азии.

Географическое местоположение Алтая определяет существование на его территории разноплановых природных палеоархивов, которые служат прекрасными источниками данных о разномасштабных климатических изменениях. Цель работы – оценка возможностей использования гляциохимических данных ледникового кернового бурения (массив Цамбагарав, Западная Монголия) и данных диатомового анализа этого же керна, проб фитопланктона из реки, берущей начало с ледника и озера, находящегося в ее бассейне.

#### **Объекты исследования**

Ледниковый керн и пробы свежеснежного снега были отобраны на леднике Цамбагарав (Монгольский Алтай) (48°39.338' с.ш., 90°50.826' в.д.) на высоте 3643 и 4148 м над ур.м. в июле 2009 г. Ледниковый керн длиной 72 м, был послойно порезан на 47 отрезков. К настоящему времени исследованы поверхностные и самые глубокие (близкие к породе) слои керна, а также поверхностный лед, отобранный на языке ледника. Кроме того, пробы фитопланктона в реке, берущей начало с ледника Цамбагарав и озера, находящегося в ее бассейне.

#### **Методы исследования**

Растаянные пробы льда и снега фильтровали через мембранные фильтры с диаметром пор 1 мкм, содержимое фильтров считали в камере Нажотта под световым микроскопом Laboval 4. Часть проб и кусочки фильтров наносили на «столики» и исследовали с помощью электронного микроскопа Hitachi 3400N. Подготовку диатомей для микроскопирования проводили согласно общепринятым методам [8], определение видовой принадлежности диатомовых водорослей проводили по общепринятым в России определителям [2, 4].

Пересчет численности водорослей на 1 л воды проводили по формуле:

$$N = k n (A/a) v (1000/V),$$

где  $N$  – количество организмов в 1 л воды исследуемого водоема, тыс.кл./л;  $k$  – коэффициент, показывающий во сколько раз объем счетной камеры меньше 1 см<sup>3</sup>;  $n$  – количество организмов, обнаруженных на просмотренных дорожках камеры;  $A$  – количество дорожек в камере;  $a$  – количество дорожек, на которых производился подсчет водорослей;  $V$  – первоначальный объем отобранной пробы (см<sup>3</sup>);  $v$  – объем сгущенной пробы (см<sup>3</sup>).

Для оценки степени сходства состава диатомовых водорослей в различных точках отбора и слоях керна использованы «парные меры включения» [1].

#### **Основные результаты**

Кривая изменения температуры в скважине, измеренная во время бурения керна, показывает, что ледник Цамбагарав является холодным ледником, т.к. по всей глубине температура не поднимается выше -12 °С [9]. Некоторое увеличение температуры на глубинах от 8 до 20 м может свидетельствовать о высвобождении скрытого тепла при незначительном протаивании и вторичном замораживании. Увеличение температуры у поверхности породы в самых глубоких слоях льда может свидетельствовать о выделении геотермального тепла. В дальнейшем предполагается выявить влияют ли эти протаивание на состав диатомей.

Датирование верхних слоев керна по сезонному изменению концентрации аммония позволило оценить скорость аккумуляции ледника. Она составляет примерно 0,26±0,01 м водного эквивалента в год для первых 10 м льда. Такая скорость осадконакопления свидетельствует о том, что керн длиной в 72 м может хранить информацию более чем за 1000 прошедших лет [9].

В исследованных образцах свежеснежного снега, слоях ледового керна, пробах фитопланктона реки и озера было выявлено 50 видов (55 видов, разновидностей и форм) диатомовых водорослей из 31 рода. В целом, преобладали донные формы и обрастатели, присущие литорали различного типа водоемов или альгонаселению камней горных рек. Из 55 видов и разновидностей диатомовых водорослей, выявленных при данном исследовании, в альгофлоре Монголии [3] встречаются 40 видов и разновидностей, т.е. большая часть (72,7%), что может свидетельствовать о большом вкладе местных циркуляционных процессов в привнесение диатомовых створок и захоронение их в леднике Цамбагарав. В выявленном составе диатомей не отмечено видов-эндемиков оз. Хубсугул и оз. Байкал, расположенных соответственно восточнее и северо-восточнее ледника Цамбагарав, что объясняется маловероятным их переносом и осаждением в теплый период года на поверхности ледника вследствие преобладающих западных воздушных масс.

Наиболее богатыми по составу диатомей были пробы свежеснежного снега и верхних слоев ледового керна ледника Цамбагарав: 24 и 21 вид, соответственно (рис. 1).

При сравнении состава диатомовых водорослей в пробах свежеснежного снега и глубоких слоев ледового керна было отмечено выпадение планктонных форм диатомовых водорослей (из класса центрических) в составе

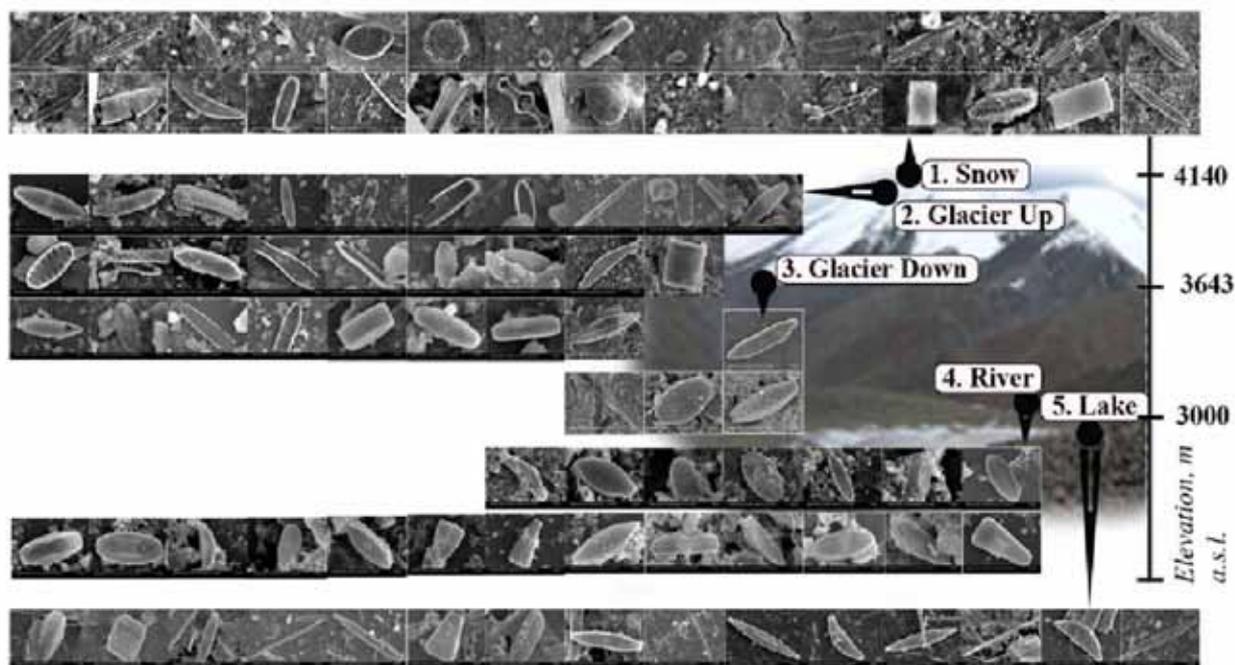


Рис. 1. Диатомовые водоросли, обнаруженные в пробах снега и льда поверхностных и придонных горизонтов ледового керна ледника Цамбагарав (Монгольский Алтай).

самого глубокого горизонта. Этому может быть дано несколько объяснений: 1) большинство центрических водорослей имеют более нежный (нетолстоствнный) кремниевый панцирь, поэтому при движении (прессовании) ледника в глубоких слоях льда они ломаются и дробятся; 2) ледники имеют слабокислую реакцию среды (pH ниже 7), что со временем может способствовать растворению кремниевых створок диатомовых водорослей.

Сравнение таксономического состава диатомовых в исследованных пробах с использованием мер включения и ориентированного графа (рис. 2) показало его незначительное сходство между собой. Наиболее обособленным является состав льда нижнего слоя ледника. Наиболее «банальным», в который входят большинство отмеченных видов – состав диатомей в снеге.

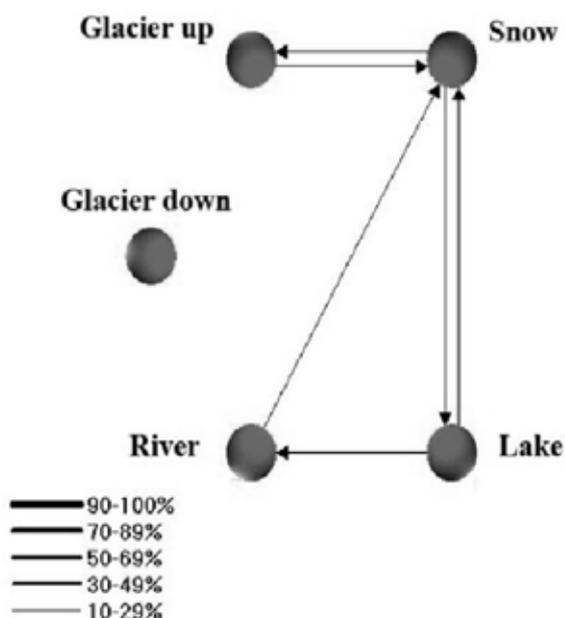


Рис. 2. Ориентированный мультиграф бинарных отношений на множестве описаний видового состава диатомовых водорослей в пробах снега и льда ледника Цамбагарав и современного планктона, 2009 г.

Подсчет количества створок диатомовых водорослей показал их значительное уменьшение при переходе от проб свежеснежавшего снега к глубинным слоям ледового керна и далее к языку. Так в пробах свежеснежавшего снега отмечено максимальное количество панцирей диатомей – 8114,4 тыс. створок/л, в глубинных слоях ледового керна – 809,5 тыс. створок/л, а в языке ледника – 252,0 тыс. створок/л, что является дополнительным свидетельством того, что створки некоторых видов диатомовых могут разрушаться под действием движения слоев льда и количество их снижается.

Таким образом, проведенные исследования показали, что:

- в свежеснежавшем снеге и различных слоях льда ледового керна выявлен разнообразный состав диатомовых водорослей – 55 видов, разновидностей и форм с преобладанием донных форм и обрастателей;
- отмечено выпадение планктонных форм в нижних слоях льда ледового керна;
- состав диатомовых водорослей в свежеснежавшем снеге и поверхностном слое ледового керна имеет наибольшее сходство между собой;
- количество створок диатомовых водорослей снижается от снега и верхних слоев ледового керна к нижним;
- 72,7 % диатомей, выявленных на леднике Цамба-



гарав, отмечены во флоре Монголии, т.е. на привнос и захоронение диатомей на леднике значительное влияние оказывают местные циркуляционные процессы, поэтому ледник может служить хорошим индикатором региональных климатических изменений на данной территории.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев В.Л. Классификационные построения в экологии и систематике. – М.: Наука, 1980. – 142 с.
2. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. II. Вып. 2. – СПб.: Наука, 1992. – 125 с.
3. Дорофеюк Н.И. Конспект флоры водорослей Монголии / Н.И. Дорофеюк, Д. Цэцэгмаа; Отв. Ред. Улзийхутаг, П.Д. Гунин. – М.: Наука, 2002. – 282 с. – (Биологические ресурсы и природные условия Монголии: Трю Совм. Рос.-Монг. Комп. Биол. Экспедиции; Т. 42).
4. Забелина М.М., Киселев И.А., Прошкина-Лавренко А.И и др. Диатомовые водоросли – М.: Советская наука, 1951. – 620 с. – (Определитель пресноводных водорослей СССР; вып. 4).
5. МГЭИК, 2007: Изменения климата, 2007 г.: Обобщающий доклад. Вклад рабочих групп I, II, и III в Четвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата. – Женева, Швейцария: МГЭИК, 2007. – 104 с.
6. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствия на территории Российской Федерации: Общее резюме. – М.: Росгидромет, 2008. – 28 с.
7. Barbante C., Schwikowski M., Döring T., Gäggeler H. W., Schotterer U., Tobler L., Van de Velde K., Ferrari C., Cozzi G., Turetta A., Rosman K. J. R., Bolshov M., Capodaglio G., Cescon P. and Boutron C. F. Historical record of European Emissions of heavy metals to the atmosphere since the 1650s from Alpine snow/ice cores drilled near Monte Rosa // *Envir. Sci. Technol.* – 2004. – V. 38. – P. 4085-4090.
8. Batterbee R. W. Diatom analysis // *Handbook of Holocene Paleocology and Paleohydrology* (B.E. Berglund ed.). – London: Wiley & Sons Ltd., 1986. – P. 527-570.
9. Herren P.-A., Gäggeler H.W., Rufibach B., Schläppi M., Sigl M., Schwikowski M., Machguth H., Papina T., Malygina N., Mitrofanova E., Uskov T. First results from an ice core of the Mongolian Altai // *Annual report 2009. January 2010* (A. Türler, M. Schwikowski, A. Blattmann Eds.). – Paul Scherrer Institut, University of Bern, Switzerland, 2010. – P. 32.

### СЕВЕРНЫЙ ЛАБИРИНТ-ГНОМОН: КОМПАС, ЧАСЫ, КАЛЕНДАРЬ

Паранина Г.Н.

*Российский государственный педагогический университет им. А.И.Герцена, Санкт-Петербург,  
galina\_paranina@mail.ru*

### NORTHERN LABYRINTH-THE GNOMON: COMPASS, CLOCK, CALENDAR

Paranina G.N.

*Herzen State University, Saint-Petersburg*

По определению лабиринт – дом лабриса, – топора, принадлежавшего в разное время древнеегипетской богине тьмы и хаоса Нейт, титаниде Рее, солнечному богу Зевсу. Каменные лабиринты встречаются почти на всех материках, но в основном расположены на Севере Европы: от Англии до Архангельской области России, в мысовых частях побережий морей и рек. Террасы под ними имеют возраст от 1-2 [1] до 6-7, археологические находки рядом – 5 тыс. лет, большая часть этих сооружений в центре ареала построена в средние века [2].

Лабиринты разнообразны по форме: овальные, округлые, квадратные; в образовании рисунка могут участвовать концентрические круги, дуги, радиальные линии или 1-2 спирали. В развитой биспиральной форме каменными сложениями отмечены точки центра, входа и севера, реже концы спиралей; в центре встречается вертикально поставленный камень, плиты со следами обработки. Существуют различные версии первичного назначения этих объектов: религиозно-мистические и практические, календарные и некалендарные [2].

По нашему мнению каменный лабиринт является астрономическим инструментом навигации в пространстве-времени с помощью обратного визирования движения Солнца – по тени гномона. В основу гипотезы, сформулированной нами в 2008 г., была положена оценка географической ситуации – ареал северного лабиринта приходится на субполярные и полярные области, где режим освещения в сезоны активной хозяйственной деятельности (полярные дни и белые ночи) исключает из системы ориентирования астрономические объекты ночного неба. Результаты наших исследований в 2009-2010 г. подтвердили это предположение [3-5].

Самые ранние наскальные и пещерные изображения вертикальных предметов датируются каменным веком. Почти до нашего времени функцию гномона выполняли каменные стелы и деревянные идолы. По-видимому, гномонами были так же древнейшие символы власти: посохи, скипетры и жезлы. Фиксация календарных положений тени гномона в дни астрономических кульминаций – солнцестояний и равноденствий позволяет создать лабиринт – солнечный календарь, часы, компас. Кодирование и тиражирование календарной информации стало основой всех знаковых систем [5].

**Лабиринт – компас.** Еще А.И. Елисеев в одной из первых публикаций о лабиринтах отметил, что часть сооружения, называемая входом, как правило, ориентирована на юг. Север определяется по самой короткой тени гномона за день. Восток и запад соответствуют восходам и заходам Солнца в дни равноденствий. Юг – начало пути Солнца по небосводу до и после полярной ночи за полярным кругом (в современную эпоху на широте  $66^{\circ}33'$  и более). Так пересечение прообразов географической параллели и меридиана создает основу рисунка биспирального лабиринта – прямой крест пространства.

**Лабиринт – часы.** В течение дня тень передвигается с запада на восток, в полдень достигает наименьшей за сутки длины, потом увеличивается, на заре уходя в бесконечность. На рисунке (рис. 1 А) самые длинные тени не показаны для укрупнения масштаба изображения. Как можно видеть, в середине дня тень перемещается медленно, около 5-6 часов почти не изменяясь по длине, и только утром и вечером удобно ориентироваться по достижению полосой тени дуг лабиринта – но неравномерность часовой разбивки все же лучше полного ее отсутствия. Более 2 тыс. лет назад в солнечных часах был применен наклон гномона на Полярную звезду, который увеличивает точность деления дня на часовые отрезки. Такими часами пользовались повсеместно до появления механических. Наши наблюдения в лабиринте № 3 Б. Заяцкого острова Соловецкого архипелага показали, что наклонно установленная в его центре плита с обработанным городчатым нижним краем служит для разделения на части середины дня и определения наступления полудня с использованием наклонного гномона.

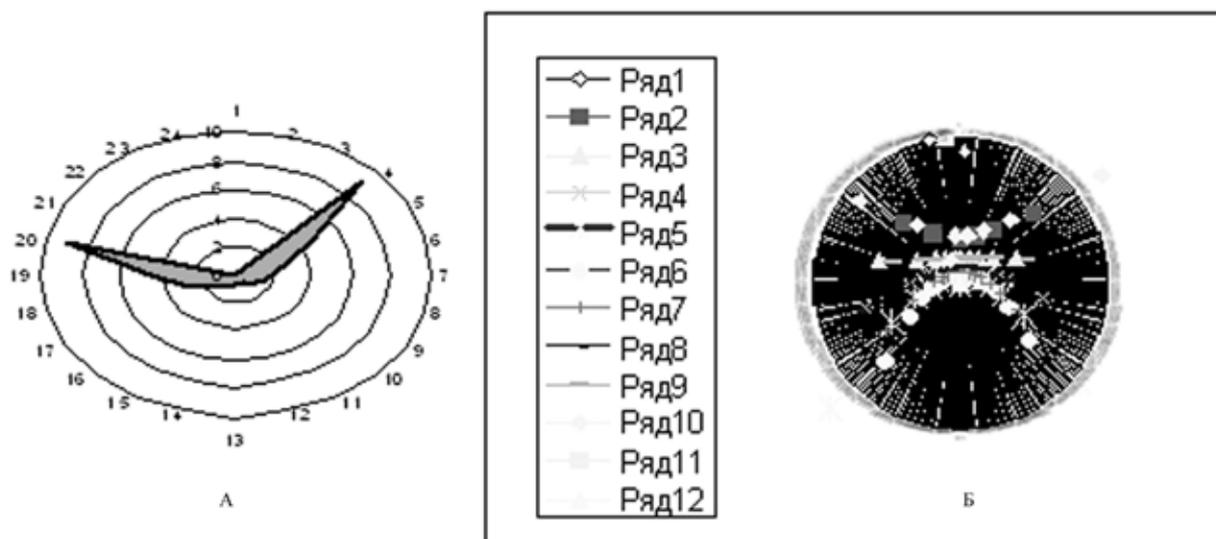


Рис. 1. Геометрия теней гномона: А – сумма дневных теней (диаметры в метрах, по кругу обозначены часы, север соответствует 12.00); Б – сумма теней 12 месяцев года соответствует определению лабриса – двусторонний двурогий топор света (восходы симметричны заходам; горизонталь – равноденствия, рога вверх – зима, вниз – лето).

Совокупность суточных теней похожа на вилы, рога или крылья, по-разному ориентированные в течение года: зимой, когда Солнце достигает тропика Козерога, концы длинных теней направлены вверх, образуя знак V; в летнюю половину года концы направлены вниз, угол между ними – вверх ( $\Delta$ ). В дни равноденствий, когда в любой точке планеты Солнце встает на востоке, а садится на западе, сумма теней за день ложится широтной полосой (рис. 1 Б). Не отсюда ли северное название лабиринтов и узоров вышивки – «вавилон», где *va* – свет?

**Лабиринт – календарь.** Тень в полдень указывает север, самая короткая полуденная тень в году отмечает дни летнего, самая длинная – дни зимнего солнцестояния, которые отмечены в лабиринте диаметрами внутренней и внешней дуг. Две спирали решают проблему одинаковой длины полуденной тени между днями солнцестояний, выделяя восходящую и нисходящую части годового цикла. Вследствие неравномерного удлинения годовой полуденной тени, равноденствия совпадают с прохождением ею второй дуги от центра, что заставляет использовать оставшиеся дуги лабиринта для отсчетов месяцев с помощью визирования восходов/заходов и лунного цикла. Для наблюдения фаз Луны в структуре лабиринта можно использовать четыре точки

концов спиралей, между которыми, взятыми попарно насчитывается по 7 элементов (концы спиралей и расположенные между ними дуги). Только между двумя центральными точками их 5, но в том числе центральное сложение-гнуомон, который может «стоять» 2-3-х элементов, не случайно в его изображениях верхняя часть имеет как дихотомическое разветвление (ветвь в руках Аполлона, сидящего на омфале), так и трезубец или перекрестье (в знаке Рюриковичей). Чередование 7-8-дневных четвертей и 28-29-дневных месяцев удобно для выравнивания дробной длительности фаз Луны и при совмещении годового хода Луны и Солнца.

Развитый вариант биспирального типа стоит из 12 дуг – по одной на каждый месяц, с отсчетами полгода по «восходящей», полгода по «нисходящей» спирали; при величине полуденной тени, значительно удаленной от центра, 12-ю дугу заменяет вертикальный экран северного каменного сложения или засечки прямого визирования. Так называемые, классические лабиринты, устроены более рационально, ведь для устоявшегося 12-месячного календаря достаточно 7 дуг, если 5 из них использовать дважды.

Концы спиралей – обратные азимуты восходов и заходов Солнца в дни солнцестояний: зимнего – в центре, летнего – на периферии. Вход на юге – место, где садится/встает Солнце в день нового астрономического года (для северных регионов), горизонталь – маркер равноденствий, граница теплой и холодной половин года, а в суб/арктическом регионе – темной и светлой.

По мнению Р.В. Паранина технологию календарных наблюдений передает библейская мудрость «время разбрасывать камни, и время собирать камни...». Материалом из каменных куч, расположенных рядом с лабиринтами, отмечалось ежедневное перемещение положения обратных или прямых азимутов восходов и заходов, фиксировалась длина полуденной тени. После летнего солнцестояния, камни, выложенные в первую половину года, один за другим возвращались назад. Вероятно, и сами каменные кучи служили для фиксации азимутов.

Среди биспиральных форм приполярных районов привлекает внимание Исландский лабиринт, названный нами тип «анкх», – с обособленной центральной частью, соответствующей полярному дню, когда тень обходит гномон по кругу и чертит спираль. Египетский «ключ дома Солнца» четко обозначен в структуре его осевой части – круг над буквой «Т». Этот лабиринт похож так же на знак чакры-вьюхи, почитаемой в Индии.

**Расчет высоты и места установки гнома** в лабиринте № 1 Большого Заяцкого острова производился с использованием основного тригонометрического тождества (1). Обе части уравнения дают один результат – высоту гнома; к расстояниям, измеренным от центра до крайних дуг лабиринта, добавлена поправка  $x$ , позволяющая уточнить его положение.

$$\operatorname{tg} 48,47 (1 + x) = \operatorname{tg} 4,97 (5,5 + x) \quad (1)$$

С помощью астрокалькулятора расчеты производились с интервалом в 500 лет за 9 тысячелетий. Современная рабочая высота гнома равна 42 см, соотношение с диаметром лабиринта 1:12. Для астрономической ситуации 3000 г. до н.э. самая короткая тень наблюдалась 2 августа, годовая амплитуда высот полуденного Солнца почти на  $1,5^\circ$  больше современного, высота гнома ниже современной, а расположение в центральном каменном сложении – ближе к его северному краю; 5000 л. н. при высоте 28 см соотношение с диаметром лабиринта составляло 1:18, а еще раньше могло быть 1:20, при высоте 25 см, равной Гессенскому и древнему Римскому (натуральному) футу. Очевидно, что сравнительно небольшой камень в центре лабиринта вполне соответствует выполнению этой задачи. К сожалению, центр искажен более других частей лабиринта, т.к. именно здесь в XIX-XX вв. засвидетельствована установка деревянных крестов монахами-христианами.

Информационный потенциал лабиринта не исчерпывается образами суточного сезонного и годового времени (солнечный бык, косой крест времени, рак, многорукий или шестирукий Шива, лотос, колесница), но позволяет реально оценить возраст сооружения, исходя из его структуры. Её значимые свойства - азимуты астрономических точек, отражены в количестве, расположении и иерархии элементов [5].

**Астрономические параметры**, заложенные в структуру рисунка, связаны с динамикой полуденной высоты Солнца над горизонтом и смещением восходов/заходов, в зависимости от положения земной оси. Изменение наклона земной оси от  $21^\circ 55'$  до  $24^\circ 20'$  с периодом 41000 лет смещает тропики и полярные круги, что отражается, прежде всего, на точках восхода/захода. Несколько тысяч лет назад наклон был больше современного, равного  $23^\circ 27'$ , и Полярный круг располагался ближе к Большому Заяцкому острову Белого моря.

На отрезке меридиана  $1^\circ 33'$ , отделяющем Большой Заяцкий остров от полярного круга азимут точек восхода в солнцестояния изменяется на  $20^\circ$ . За 5000 лет азимут восхода (ряд 1) на широте острова изменился на  $4,58^\circ$ , а полуденная высота (ряд 2) всего на  $0,65^\circ$  (рис. 2). Следовательно, ориентиры обратного визирования по гномону более устойчивы, чем ориентиры прямого визирования, и служат гарантией длительного использования календаря. А более динамичный азимут восхода в солнцестояния эффективен в качестве основы датировки.

Предлагаемый структурно-астрономический подход к оценке времени вероятного сооружения лабиринтов строится на учете ещё нескольких факторов, каждый из которых вносит свои ограничения. Во-первых, существенны различия в определении точки восхода: по появлению «всего диска», «его половины» или «первого луча». Если от первого луча до появления полного диска проходит 13 минут, то при  $d$  солнечного диска  $0,5^\circ$  различия в азимутах восхода составят соответственно  $1,47$  и  $2,94^\circ$ , что эквивалентно около 1500 и 3000 л.

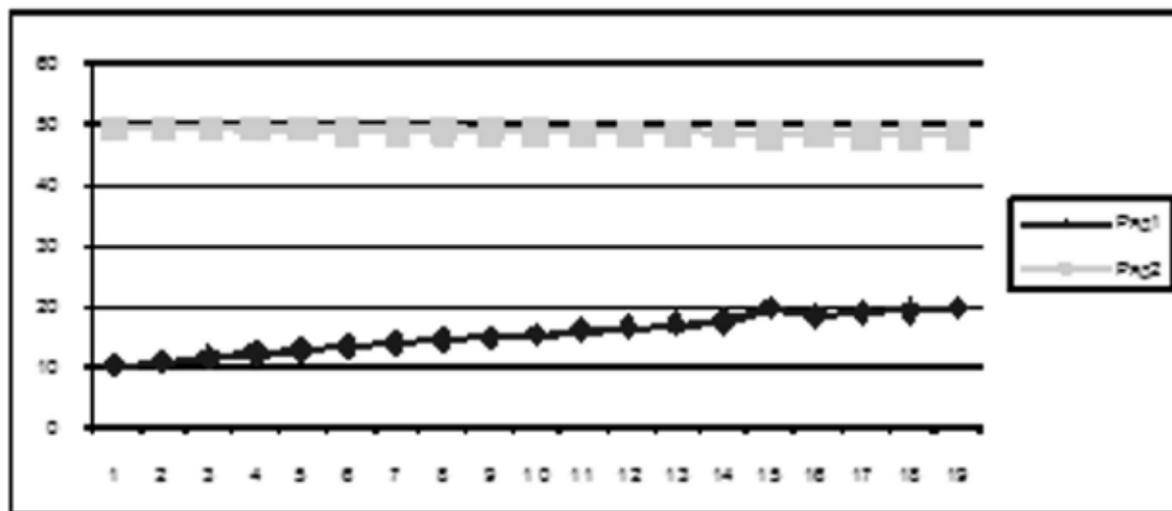


Рис. 2. Полуденная высота (ряд 1) и азимуты восходов Солнца в летнее солнцестояние (ряд 2) на широте 65° с.ш. за 9000 лет: по вертикали – углы (в градусах); по горизонтали – шкала времени (интервалы в 500 лет).

Другой важный фактор – длительность выделяемого периода «без времени» – с длиной тени, выходящей за черту (крайнюю дугу лабиринта). Для древних обсерваторий Севера этот период составляет 1-2 месяца (с ноября по январь для нашего времени, с декабря по февраль 5000 л. назад), возможны варианты, связанные с более коротким периодом «без времени» или применением лунного цикла с 13 месяцами года.

Еще два фактора, ограничивающих время использования лабиринта-календаря, связаны с высотой гномона и его положением в центральном сложении. При определенной малой высоте гномона высота дуг может оказаться непреодолимой для тени. Для её уточнения в ближайший полевой сезон будут сделаны детальные промеры. Положение в центре, определяемое расчетным путем, за 5000 лет сместилось на 10 см и, если тенденция сохраняется, резервов пространства хватит не более, чем на 2500 лет. Последнее ограничение на датировку накладывает возраст рельефа, уточнение которого в диапазоне от 7000 до 9000 лет проводится в настоящее время геоморфологами. Наша ориентировочная датировка 7500-8000 лет, приходится на климатический оптимум голоцена. Расчёт по всему комплексу параметров будет сделан после летних полевых исследований.

Одно из серьезных возражений против календарного использования лабиринтов фиксирует внимание на отклонения входа в лабиринт от южного направления. Назовем несколько вероятных причин этого явления: смещение положения полюса, неучтенное магнитное склонение, постройка лабиринта по алгоритму полярного типа на других широтах, где в первый день нового цикла Солнце встает не на линии меридиана, механическое воссоздание рисунка в период забвения календарной функции на фоне расцвета новых средств навигации. Следует отметить, что существующие разнообразные некалендарные представления о назначении лабиринтов в своей сути наследуют идею Времени: Вечности, Жизни, Изобилия и Порядка.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Корсакова О.П., Колька В.В. Плейстоценовая история осадконакопления в береговой зоне Кольского полуострова // Известия РГО. – 2009. – Т. 141. – Вып. 4. – С. 35-47.
2. Керн Г. Лабиринты Мира. – СПб.: Азбука-классика, 2007. – 432с.
3. Паранин Р.В., Паранина Г.Н. Лабиринт: ориентация в географическом пространстве и эволюция знака // Геокультурное пространство Европейского Севера: генезис, структура, семантика. - Архангельск: Поморский университет, 2009. – С. 516-518.
4. Паранина Г.Н., Паранин Р.В. Северные лабиринты как астрономические инструменты в соотношении с образами мифологии и символами культуры // Общество. Среда. Развитие. – СПб.: Астерион, 2009. – № 4.– С. 120-134.
5. Паранина Г.Н. Свет в лабиринте: время, пространство, информация. – СПб.: Астерион, 2010. – 124 с.

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВАЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПРИБРЕЖНЫХ НИЗМЕННОСТЕЙ  
ОСТРОВА ПАРАМУШИР (СЕВЕРНЫЕ КУРИЛЫ)

Пахомов А.Ю.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE PALAEOGEOGRAPHY OF THE COASTAL LOWLANDS  
OF IS. PARAMUSHIR (KURIL ISLANDS)

Pakhomov A.Ju.

North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute of FEB RAS, Magadan

Парамушир – один из северных островов Курильской гряды. Он протягивается с северо-востока на юго-запад на 110 км, его наибольшая ширина 27 км. Большую часть территории острова занимают преимущественно низкие горы, созданные эрозией и денудацией на сложно построенном разновозрастном вулканогенном субстрате, лишь несколько вершин в южной части острова поднимаются выше 1000 м. Это вулканы и горы в хр. Карпинского: Чикурочки (1860 м), Карпинского (1345 м), Татаринова (1440 м), Архангельского (1483 м); обособленный вулкан Фусса (1772 м). Наиболее низкие территории приурочены к прибрежным частям острова. К ним относятся спускающиеся от гор к морю подгорные шлейфы и конусы,



Рис. 1. Геоморфологическая схема п-ва Васильева (Парамушир).

1 – Склоны гор, сложенные вулканическими породами: а) денудационные, крутые; б) аккумулятивные, пологие; 2 – пологоволнистые аккумулятивные полигенетические приморские равнины; 3 – аккумулятивные холмы и западины неясного генезиса (вулканотектонических обвалов?), сложенные несортированными осадками; **Морские террасы:** 4 – абразионные: а) высотой 2 м. (подводная); б) высотой 4-5 м; 5 – абразионно-аккумулятивная высотой 10-15 м; 6 – древние клифы, выработанные в рыхлых осадках (предполагаемые); 7 – пояса песчаных дюн; 8 – озера пресные; 9 – реки и малые водотоки; 10 – высотные отметки.

сложенные несортированным обломочным материалом разного генезиса; по мнению И.В. Мелекесцева [1], они, кроме чисто склонового, могут иметь вулканогенно-пролювиальный, сейсмотектонический, вулканосейсмотектонический, реже – ледниковый и флювиогляциальный генезис. На побережье расчлененные водотоками шлейфы часто образуют холмистый рельеф. Иногда они подрезаются клифами, в других местах ложатся на низкие морские абразионные или абразионно-аккумулятивные террасы, которые И.В. Мелекесцев считает верхнеплейстоценовыми. Для низменных частей тихоокеанского побережья острова также довольно характерны сочетающиеся с морскими террасами аккумулятивные равнины, сложенные осадками аллювиального, лагунного, морского, озерного и смешанного генезиса, часто залегающими друг на друге.

Один из немногочисленных низменных участков – п-в Васильева (рис. 1) – находится на юге о-ва Парамушир. Располагаясь у подножия хр. Карпинского; он имеет форму запятой с «прислоненной» к хребту широкой частью и выступающей в Четвертый Курильский пролив узкой. Берега полуострова омываются с одной стороны водами залива Васильева (вогнутый западный берег), с другой – Тихого океана (выпуклый восточный). Оканчивается полуостров примерно в 7 км от своего основания мысом Васильева. Рельеф полуострова резко отличается от низкогорного рельефа, преобладающего на острове. Его поверхность преимущественно равнинная, частично слабо всхолмленная и валобразная, частично покрытая мелкими грядами. Между холмами, грядами и валами на разных уровнях располагаются не менее шести десятков озер разных размеров. Наиболее крупные из них – озера Зеркальное (урез на 8 м выше уровня моря) и Пернатое (6 м). Их окружают низкие

(высотой около 1-1,5 м), покрытые метровым слоем торфа, местами заболоченные террасы, свидетельствующие о более высоком стоянии зеркала озер и последующим значительном сокращении площади водоемов. В пределах этих террас в разрывах дернины, а также в промоинах и на берегах мелких водотоков встречается хорошо и средне окатанная крупная и средних размеров галька, а также – единично – крупные (до 1,5 м) хорошо окатанные валуны. Высокая степень обработки валунов и гальки, по нашему мнению, может быть обусловлена только волновой деятельностью моря, но не коротких и маломощных водотоков или горных ледников, развитие которых в конце плейстоцена в этой части острова остается проблематичным. Поэтому можно уверенно предположить, что озерные и болотные отложения в пределах акваторий озер Пернатого и Зеркального залегают на прибрежно-морских осадках.

Побережье полуострова занято, в основном, узкими галечными, галечно-валунными пляжами, глыбовыми и скалистыми бенчами, реже – скалистыми или смешанными клифами; примерно четверть береговой линии составляют песчаные пляжи, на которые опираются высокие дюны. Мыс Васильева с северо-западной стороны террасирован. В уступе нижней террасы лежат крупные, оглаженные прибоем глыбы, свидетельствующие о близости коренного цоколя; высокая (10-13-15 м) терраса сложена хорошо окатанной галькой. На поверхности террасы расположены многочисленные мелкие озера, значительная часть территории заболочена. Кроме верхней террасы в уступе мыса со стороны залива Васильева выделяются еще три узкие (первые метры – первые десятки метров шириной) абразионные террасы высотой от 1,0 до 2,0 м. По батиметрическим данным у тихоокеанского берега полуострова между мысами Гиляк и Васильева на глубине 2 м отчетливо выделяется подводная террасовидная ступень с уплощенной поверхностью и трехметровым уступом. Ступень имеет форму типичного мыса, выступающего в море на 0,8 км. Комплекс надводных и подводных морских абразионных и абразионно-аккумулятивных террас на п-ве Васильева свидетельствует о сложном сочетании тектонических движений (по мнению И.В. Мелекесцева, в Парамуширском блоке это были недифференцированные поднятия со скоростями 1,6-1,7 мм/год; т. е. 16 м за 1000 лет, что для п-ва Васильева представляется мало вероятным) и колебаний уровня моря в позднем плейстоцене и голоцене.

Озера Зеркальное и Пернатое отделены от берега моря поясами дюн высотой до 15-30 м. На мористой стороне поясов подножья дюн спускаются к песчаным пляжам. Ориентировка поясов и образующих их дюн следующая: на побережье залива Васильева (бассейн оз. Пернатое) пояс протянулся вдоль берега моря с северо-запада на юго-восток (от узкой части к широкой «головке»), преимущественная ориентировка осей дюн – с запада на восток; на тихоокеанском побережье (бассейн оз. Зеркальное) пояс вытянут с севера-северо-востока на юг-юго-запад, дюны ориентированы с юго-запада на северо-восток. Ориентировка дюн означает, что их образование и преобразование связано с ветрами, дувшими со стороны акватории полуострова. Ширина «головки» пояса дюн на участке южнее Пернатого достигает 0,8 км, протяженность пояса – 3,0 км. Те же значения у пояса в бассейне Зеркального составляют 0,6 и 2,8 км. «Головные» части поясов дюн не только более широкие, но и более высокие (здесь дюны поднимаются выше 30 м над уровнем моря). В настоящее время практически вся поверхность дюн закреплена травянистой растительностью. В естественных обнажениях встречаются погребенные песком гумусированные почвенные прослои, по-видимому, свидетельствующие о неоднократных периодах приостановки и активизации ветровой деятельности на побережье.

В целом поверхность п-ва Васильева представляет собой как бы конгломерат из частей, отличающихся друг от друга типом рельефа, слагающими его осадками, генезисом и возрастом (рис. 1). Во-первых, в тыловой части полуострова выделяется подгорный аккумулятивный склон. Во-вторых, это полоса низменного (перепад высот 6-15 м) рельефа с крупными западинами, частично занятыми озерными ваннами, которая примыкает к подгорному шлейфу и протягивается с юго-запада на северо-восток. В-третьих, это два крупных неправильной формы в плане холма высотой (абс.) от 23 до 35-40 м, расположенных в створе долины р. Обрывистой и лежащих на поверхности 10-15-метровой морской террасы. Холмы разделены низкой ( $h_{\text{абс}}=12-15$  м) перемычкой шириной 500 м, служащей водоразделом между бассейнами крупнейших озер. Размеры самого большого холма, расположенного к востоку от Пернатого, примерно 3х3 км, размеры меньшего (севернее того же озера) – 1х1 км. Вершинные поверхности холмов в целом уплощенные, не ровные, осложнены многочисленными западинами, занятыми мелкими озерами, что свидетельствует о наличии водоупора. На поверхности «большого холма», по устному сообщению Т.К. Пинегиной (ИВиС ДВО РАН) лежит почвенно-пирокластический чехол (0,5 м). Под ним залегают тонкий (15-20 см) прослой светлой тефры, которая ассоциируется ею с кальдерообразующим извержением Курильское озеро-кальдера Ильинская, произошедшим около 7600 л.н. (характерно, что тефра в осадках, выполняющих впадину оз. Пернатое, не обнаружена, что может свидетельствовать о более древнем возрасте пепла, залегающем на вершине холма). На сложенных рыхлыми породами западном и северо-западном склонах «большого холма» наблюдаются два 8-10-метровых клифоподобных уступа (абс. высота их подножия 10-12 м) протяженностью в несколько сотен метров каждый.

Осадки, выстилающие впадину оз. Пернатое были вскрыты тремя скважинами ручного бурения. На рис. 2 представлены привязанные к единой высотной шкале морские террасы и разрез осадков скв. 3, результаты анализа керн и выводы, сделанные в результате палеогеографической корреляции форм рельефа и отложений.



Рис. 2. Соотношение осадков впадины оз. Пернатого и береговых форм рельефа на м. Васильева.

Согласно полученным данным (без учета в построениях вероятной тектонической составляющей), история развития рельефа и слагающих его отложений полуострова выглядит следующим образом:

**1 этап** – формирование 10-15-метровой абразионно-аккумулятивной террасы мыса Васильева во время высокого стояния моря в одну из теплых подстадий позднего плейстоцена (по И.В. Мелекесцеву предположительно в QIII<sub>1</sub>). Не исключено, что терраса образовалась на месте крупного коренного останца;

**2 этап** – глубокая регрессия моря, скорее всего, в эпоху первого позднеплейстоценового похолодания. Формы и отложения этого времени в береговой зоне п-ва Васильева однозначно не установлены. По-видимому, в этот период на высокую морскую террасу ложится сейсмо- или вулканотектонический «выброс» обломочного материала, сформировавший два крупных холма в створе долины р. Обрывистая;

**3 этап** – повышение уровня моря (трансгрессия), скорее всего, во вторую теплую эпоху позднего плейстоцена; море обрабатывает галечно-валунный материал, лежащий в основании впадины оз. Пернатого, и частично заливает высокую террасу. Положение в рельефе галечников, а особенно наличие клифоподобных уступов на склонах «большого холма», позволяет утверждать, что на месте оз. Пернатого существовал залив, и предполагать, что он соединялся узким проливом с впадиной оз. Зеркального;

**4 этап** – регрессия моря в конце позднего плейстоцена. В позднем дриасе - предбореале, в условиях относительно низкого уровня моря (ниже современного не менее чем на 3-5 м), у западного подножия высокой морской террасы непосредственно на крупнообломочных прибрежно-морских осадках формируется болото (верхняя часть слоя торфа датирована 10000±40 л. н. [2]);

**5 этап** – около 9 тыс. л. н. (в бореале-атлантике) начинается новая трансгрессия моря, болото замещается лагуной; на спаде уровня моря (после 6 тыс. л. н.) формируется лестница мелких морских террас (h= 1-4 м);

**6 этап** – в результате регрессии моря, начавшейся примерно 5 тыс. л. н. лагуна изолируется от моря и опресняется; на ее месте возникает озеро; берег осушается, обнажая песчаное дно; в результате усиления ветровой деятельности и появления большого количества мелкообломочного материала образуются пояса дюн.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Новейший и современный вулканизм на территории России / Н.П. Лаверов (Отв. ред.). – М.: Наука, 2005. – 604 с.
2. Ложкин А.В. и др. Первая озерная летопись изменений климата и растительности Северных Курил в голоцене // ДАН. – 2010. – Т. 430. – № 4. – С. 541-543.

**ВЕРХНЕКАМСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ – НОВЕЙШЕЕ ПОДНЯТИЕ  
СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА**

**Пахомов М.М., Бородатый И.Л.**

*Вятский государственный гуманитарный университет, Киров, mp1234@yandex.ru; igor@marinam.kirov.ru*

**UPPER-KAMA (VERHNEKAMA) UPLAND – THE NEWEST LIFTING OF THE MIDDLE –  
LAST PLEISTOCENE**

**Pakhomov M.M., Borodatyi I.L.**

*Vyatka State Humanitarian University, Kirov*

Согласно тектоническому районированию территория кировского листа (0 – (38), 39 – Киров) расположена в пределах Волго-Уральской антиклизы [1]. Рельеф поверхности фундамента в её пределах обусловлен наличием сводовых поднятий и разделяющих их глубоких прогибов. На большей части Волго-Уральской антиклизы глубина залегания фундамента на склонах вершин сводов изменяется от 1500-1700 до 2000-2500 м. Утверждается, что новейшие тектонические движения здесь связаны с геотектонической активностью фундамента, его отдельных структур. В рельефе неотектонические движения, кроме крупных структур, представлены локальными валобразными поднятиями – тектоническими, тектонико-седиментационными и седиментационными [2]. Верхнекамская возвышенность должна быть отнесена к тектонико-седиментационному типу, поскольку она в новейшее время испытала существенное тектоническое воздымание. В результате этого на водораздельную поверхность были подняты реликты плиоценового рельефа и молодой маломощный аккумулятивный покров четвертичных отложений, перекрывающий поверхность и залегающий несогласно на пермезозойских осадочных толщах. До недавних пор возраст четвертичного покрова, поднятого на водораздел Верхнекамской возвышенности, не был известен и палеонтологически обоснован, а это имеет принципиальное значение для определения возраста самой поверхности и, следовательно, для оценки скорости новейшего поднятия Верхнекамской морфоструктуры. Новые палинологические данные [3, 4, 5, 6] позволили установить возраст этих отложений и подтвердить мнение В.П. Клинки и Б.Е. Кирикова [1] о значительной неотектонической фазе, проявившейся, в том числе, и в пределах Верхнекамской возвышенности.

На основе анализа истории рельефа Вятско-Камского региона авторы [1] пришли к выводу, что «исходным репером для определения возраста неотектонических движений следует считать самую высокую денудационную поверхность, сохранившуюся от разрушения в виде останцов на максимальных высотах рельефа (300-380 м)». Авторами выделяются четыре этапа в истории новейших поднятий. Первый этап охватывает миоцен, когда поднятия могли составлять 80-100 м и были, как и последующие поднятия, обусловлены движениями по разломам фундамента. Второй этап проявился на границе миоцена и плиоцена. Третий этап – в начале плейстоцена. **Четвёртый этап** поднятий относится к среднему-позднему плейстоцену и продолжается в настоящее время. Между этапами поднятия движения менялись на отрицательный знак. Говоря о природе новейших тектонических движений на Русской платформе, Ю.А. Мещеряков [7] отмечал, что перестройка тектонических движений датируется преимущественно новейшим (неоген-четвертичным) этапом, хотя изменения знака тектонических движений (смена опусканий и поднятий) и общая инверсия рельефа восходит к меловому времени. Отметим, что в смежных с нашим районом частях Верхнекамского региона (в Пермской области) проводились детальные работы по истории развития рельефа (Верхнекамская площадь, листы Р-39-XXXVI и 0-39-VI) [8]. Здесь также отмечается активность положительных неотектонических движений и выделяются сходные с Вятско-Камским регионом неотектонические этапы.

Для уточнения возраста древнего аллювия, перекрывающего водораздел возвышенности, а значит – и возраста поверхности, был применён палинологический метод. Спорово-пыльцевые комплексы водораздельного аллювия нами были изучены в трёх обнажениях по правому берегу Камы на участке в 45 км. Это разрезы Красный Яр в месте наивысшей точки Верхнекамской возвышенности (337 м), Георгиево (270 м) и Большой Беляк (180 м) (соответственно: 58° 42' с. ш., 53° 29' в. д.; 59° 8' с. ш., 53° 9' в. д.; 59° 32' с. ш., 52° 50' в. д.). Результаты исследования показали следующее.

В разрезе **Красный Яр** в основании толщи залегают флювиогляциальные галечники окского возраста с тундро-степной перигляциальной флорой. Их согласно перекрывает песчано-мелкогалечный аллювий, в кроющей части (глубина 1,0-0,2 м) содержащий комплекс с преобладанием пыльцы древесных растений *Betula sect. Albae*, *Pinus sylvestris*, в меньшем количестве – *Betula sect. Fruticosae*, *Picea*, *Abies*. Но особо отметим высокое содержание пыльцы *Tilia* (в отдельных образцах до 40-50%) и спор *Polypodiaceae*. В разрезе **Георгиево**, имеющем в целом сходное строение с разрезом Красный Яр (флювиогляциальные галечники, перекрытые лихвинским аллювием), при общей мощности вскрытой толщи 8 м, верхние горизонты (0,5-1 м), содержат спорово-пыльцевой спектр с участием пыльцы берёзы, сосны, ели и преобладанием пыльцы *Tilia* (25-30%) и спор *Polypodiaceae* (40-50%). В разрезе **Большой Беляк** (верхняя часть) кроющие горизонты лихвинского аллювия



также содержат большое количество пыльцы *Tilia* (70-80%) при высоком содержании спор *Polypodiaceae*. Иначе говоря, здесь просматривается несомненное сходство спорово-пыльцевых спектров в верхних горизонтах всех трёх упомянутых разрезов [3].

Следует отметить, что во всех этих разрезах верхние их слои представляют собой древнюю аллювиальную, структурно завуалированную почву пойменного липняка с папоротником. В спорово-пыльцевых комплексах этих отложений практически отсутствует пыльца экзотических элементов флоры. Помимо упомянутых компонентов, здесь изредка встречается пыльца *Ulmus*, *Carpinus*, *Quercus*. С учётом восточного положения этих разрезов относительно характерных лихвинских флор центральной части Восточно-Европейской равнины, флористический состав спектров наших разрезов вполне сопоставим со среднечетвертичной (лихвинской) флорой [4, 5].

Поскольку возраст водораздела определяется временем формирования его поверхности (и перекрывающих её наиболее молодых аккумулятивных толщ), то в данном случае по составу флоры и характеру восстановленной растительности водораздельную поверхность Верхнекамской возвышенности можно датировать временем лихвинского межледниковья. Положение этой поверхности, протянувшейся на исследованном участке от высшей точки Верхнекамской возвышенности до места сближения Камы и Вятки, относительно современного русла Камы во всех рассмотренных примерах сильно отличается. Величина вреза р. Камы в окрестностях этих разрезов соответственно составляет 142 м, 100 м и 18-20 м. По флористическому составу спорово-пыльцевых спектров можно считать, что рассмотренные разрезы в верхней части фиксируют современное высотное положение древней (лихвинской) аллювиальной почвы, приуроченной некогда к пойме Камы, располагавшейся тогда на 120-140 м ниже современного положения (на участке разреза Красный Яр). На этой почве произрастали пойменные папоротниковые липняки. В последующем эти почвы вместе с террасовым уровнем были подняты тектоникой на значительную высоту.

Принимая возраст оптимальной фазы лихвинского межледниковья в 250-300 тыс. лет и современное водораздельное положение лихвинского аллювия, получаем скорость поднятия Верхнекамской возвышенности (из расчёта 142 м поднятия в точке 337, Красный Яр), равную приблизительно 0,4-0,6 мм/год.

Сопоставимые величины скорости поднятия получены и для молодых террасовых уровней. Так, аллювий второй надпойменной террасы в разрезе Малый Беляк (район сближения долин реки Камы и Вятки) имеет мощность до 10 м. Возраст террасы по древесине определён в 46 097±800 л. н. (ИГАН-2371). Аллювий залегаёт на триасовых отложениях, которые подняты на 2-3 м выше русла. Здесь же имеются хорошо выраженные галечниковые перекаты р. Камы. Всё это свидетельствует о продолжающихся движениях положительного знака. Суммарная величина вреза здесь равна приблизительно 13 м. Следовательно, расчетная скорость поднятия за 45-50 тыс. лет составляет около 0,3 мм/год.

Интересно отметить, что скорость положительных движений земной коры, в частности, для Среднерусской возвышенности (по расчётам повторного высокоточного нивелирования) составляет 4-5 мм/год [7], что вполне сопоставимо с нашими расчётами по центральной части Верхнекамской возвышенности для этапа среднего-позднего плейстоцена.

Таким образом, проделанные расчёты скорости новейших поднятий свидетельствуют о том, что центральная часть Верхнекамской возвышенности поднималась со скоростью большей, чем периферийные её участки, которые втягивались в поднятие. Поскольку известно, что неотектонические движения в нашем регионе связаны с геотектонической активностью фундамента, то, как следствие этого, здесь отмечены неоднократные землетрясения силой до 3-5 (6) баллов [9, 10, 11]. Очаги землетрясений в большинстве своём приурочены к северо-восточному тектоническому шву в районе сочленения его с меридиональным швом Вятских Увалов [1].

Исходя из всего сказанного, естественно считать, что Верхнекамская возвышенность не может быть исключительным примером в отношении закономерностей новейшего развития Европейского Приуралья. По крайней мере, смежные с возвышенностью поднятия (Вятские Увалы, Северные Увалы), вероятно, имеют сходную историко-тектоническую природу своего становления.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кириков В.П., Клинок Б.Е. Тектоника // Государственная геологическая карта Российской Федерации, лист «0 - (38), 39 – Киров». – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. – С. 147-183.
2. Хачатрян Р.О. Тектоническое развитие и нефтеносность Волжско-Камской антиклизы. – Наука, 1979. – 169 с.
3. Пахомов М.М. Некоторые стратиграфо-палеогеографические итоги изучения опорных разрезов плиоцен-четвертичных и голоценовых отложений Вятского края // Современное состояние, антропогенная трансформация и эволюция ландшафтов востока Русской равнины и Урала в позднем кайнозое. Материалы межрегиональной научной конференции. – Киров, 2008а. – С. 239-242.
4. Пахомов М.М., Бородатый И.Л. Красный Яр – опорный разрез окско – лихвинских отложений Вятского края // Современное состояние, антропогенная трансформация и эволюция ландшафтов востока Русской равнины и Урала в позднем кайнозое. Материалы межрегиональной научной конференции. – Киров, 2008 б. – С. 249-255.

5. Бородатый И.Л. Новые данные к стратиграфии плиоцен – четвертичных отложений Верхнекамской возвышенности // Литосфера. – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. – № 2. – С. 95-99.
6. Пахомов М.М., Бородатый И.Л. Водораздельные песчано – гравийно – галечные образования (пуги) Верхнекамской возвышенности: палинология, условия формирования, возраст // Материалы межрегиональной научной конференции «Современное состояние, антропогенная трансформация и эволюция ландшафтов востока Русской равнины в позднем кайназое». – Киров, 2008. – С. 256-257.
7. Мещеряков Ю.А., Введенская И.Э., Коржуев С.С. Рельеф Советского Союза // Рельеф Земли. – М.: Наука, 1967. – С. 76-97.
8. Алексеева Л.В. Стратиграфия. Геоморфология. Гидрогеология. Эколого-геологическая обстановка. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:200 000 Верхнекамской площади (листы Р-39-XXXVI, О-39-VI) на территории Коми-Пермяцкого АО, проведенном в 2003-2006 гг. – Пермь, 2006. – Фонды.
9. Никонов А.А. Два недавних землетрясения в Вятском крае // Вестник ВятГГУ. – 2004. – № 11. – С. 78-80.
10. Никонов А.А., Мокрушина Н.Г., Лубягина Л.И. Исторические землетрясения Вятского края // Вест. Вятского гос. педагогического ун-та. – 1999. – № 2. – С. 76-80.
11. Пахомов М., Лубягина Л. Землетрясение под Новый год // Кировская правда. № 9 (20662), 11.01.1989.

## ДАТИРОВАНИЕ МАССОВЫХ СКОПЛЕНИЙ ОСТАТКОВ МАМОНТОВ В АРКТИЧЕСКОЙ ЕВРАЗИИ

Питулко В.В.<sup>1</sup>, Никольский П.А.<sup>2</sup>, Базилян А.Э.<sup>2</sup>, Павлова Е.Ю.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, pitulkov@rambler.ru

<sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва

<sup>3</sup> Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург

## DATING MASS ACCUMULATIONS OF MAMMOTH ACROSS ARCTIC EURASIA

Pitulko V.V.<sup>1</sup>, Nikolskiy P.A.<sup>2</sup>, Basilyan A.E.<sup>2</sup>, Pavlova E.Y.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Institute for the History of Material Culture RAS, St. Petersburg

<sup>2</sup> Geological Institute RAS, Moscow

<sup>3</sup> Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg

Mass accumulations of mammoth are widely known far beyond the limits of the Arctic Eurasia [8-10, 14, 15, 18]. Many of them belong to cultural layers of the Paleolithic sites. This suggests their artificial origin, but tells nothing about the source of bones. Equally with clearly anthropogenic concentrations (Paleolithic sites), there are many of natural origin. Consequently, this is alluvial mechanism of formation [10], which can be rapid (caused by instant flood trapping of family group) or relatively fast (resulted from serial successive trapping), and long-term natural loss and selective accumulation near the «beast solonetz» areas [8].

Possible relation between mass accumulations of mammoth and certain localities in Middle Europe was noted by Soffer [15], who potentially links this with biology of these animals (whose metabolism depends on chemical elements and minerals, and these can be available only in specific places within the area). This is also found to be a possibility for some of the sites in West Siberia [8]. But still, sites with alluvial type of formation are prevail and wide spread. Recognition of that sometimes leads to taking almost any of Paleolithic sites with relatively high number of mammoth bones as an indication for total exploitation of natural mass accumulations of mammoth by Paleolithic men [4], whether or not it is proven by geology, geomorphology, and taphonomy. Thus, this model was applied to a number of Paleolithic sites of the Russian Plain [4], but met a strong criticism since there is no evidence for that [2]. Noteworthy that specific type of the «sites on mammoth graveyards» is being found as a specific one for the Paleolithic of NE part of European Russia [11]. Presence of them makes a difference between the latter and that of the Russian Plain [11, 17].

Mass accumulations of mammoth are well known in all northern Eurasia. All of them were, to certain extent, effected by human activity in the past, at a moment of the formation or shortly after. Such are Sevsk [9], Berelekh [10, 13], Achchaghyi-Allaikha [10], and Byzovaya site [17] but with some constrains based on uncertainties of its deposition history and geomorphology [5]. The evidence for past human activity related to the exploitation of the mass accumulation of mammoth can be almost invisible like in Sevsk, Gari [14], and Achchaghyi-Allaikha, or can be easy to see, like in Berelekh or Byzovaya, but anyway these traces always present. Because of that, archaeological sites related to the mammoth bone beds are often being pointed as a specific site type. First proposed by Vereschagin [18], this idea was developed then by Pavlov [11] in a relation to the Paleolithic sites of the Russian North. It is hard to tell whether or not Mamontovaya Kurya site positioned by Pavlov [11] as one of those, can be considered that way: firstly, a number of mammoth remains from this site is very little and they are mostly unspecified fragments [17], and

secondly, MNI and the age profile are not available. Nonetheless, it should be stressed that in all cases the evidence for human exploitation of the natural bone beds is clear, while the timing of it can be uncertain.

For instance, this is the case for Achchaghyi-Allaikha mammoth site, where three lithic tools were found in association with bones. The  $^{14}\text{C}$  age of bone accumulation is being supported by eight  $^{14}\text{C}$  dates that place its formation  $\sim 12,400$   $^{14}\text{C}$  years BP [10]. When humans started using it, remains unclear. At the same time, in Berelekh, which has a complicated deposition history [10, 13], the episode of human activity is well dated to  $\sim 12,000$   $^{14}\text{C}$  BP. Generally it follows the deposition event(s) that took place between 13,700 and 12,000  $^{14}\text{C}$  BP, with a maximum between 12,600 – 12,200 BP, and relates to the exploitation of the bone bed as an ivory source (36 dates). There are older dates (up to 40,000 BP) that come from re-deposited material asynchronous to the accumulation. A date of  $18,920 \pm 80$  is of ivory artefact. But none of them may indicate for Berelekh a human occupation episode that would date older than 12,000 BP.

Newly discovered Yana mass accumulation of mammoth (YMAM) is very different from all known. It was found in 2008, close to the main Yana site excavation area, after a group of local people started mammoth ivory mine on the frozen riverbank. Unexpectedly, in the basal part of it they have opened a bone bed with sporadic artefacts [3].

Since its discovery in 2001, Yana RHS site remains under excavation [13]. This northernmost Upper Paleolithic site locates in low Yana River in about of 100 km from the Laptev Sea coast. It provides the oldest, pre-LGM evidence of human habitation in Arctic Siberia. Its age is 27,500-28,000 BP which is supported by multiple  $^{14}\text{C}$  dates [13]. In addition to diverse artefacts, enormous amount of fragmented Pleistocene animal bones was excavated from the site. However, a number of mammoth bones is significantly less than that of natural Pleistocene bone beds known within the region [2]. That was interpreted as an indication for the limited role of mammoths for the economy of Yana inhabitants.

At YMAM, a part of bone bed was washed out, but it was found that the lens goes long way inside the riverbank. Unearthed collection includes about 1000 bones of mammoth, with single findings of woolly rhinoceros, Pleistocene bison, Pleistocene horse, and reindeer. There are remains of at least 26 mammoth individuals [3]. Contrary to natural accumulations known in Arctic Siberia [10], YMAM clearly has anthropogenic origin, which is indicated by unusual sorting of bones (grouped by anatomic fractions), and almost total absence of small ones. Detailed stratigraphic study excludes possible alluvial sorting of bones. A number of radiocarbon dates received by dating the mammoth bones from the bone-bearing bed, and by dating different organics from underlying and covering sediments shows a synchronism of YMAM and of the cultural layer of the Yana site. Ten  $^{14}\text{C}$  dates from the YMAM cover the interval from  $31,200 \pm 1200$  to  $25,100 \pm 1000$  radiocarbon years. Eight of them make a cluster from  $28,900 \pm 900$  to  $27,200 \pm 1200$   $^{14}\text{C}$  BP [3]. A similar time span was found for radiocarbon dates calculated from different occupation areas within the Yana RHS [11]. The oldest date of  $31,200 \pm 1200$  was never replicated by  $^{14}\text{C}$  dates that belong to the cultural layer of Yana RHS. Then it possibly comes from washed-in (or human collected) mammoth bones deposited during the formation of YMAM (i. e., most probably asynchronous to the event of formation). Therefore, these data suggest synchronous formation of the mass accumulation of mammoth and the site area.

This is supported by stratigraphy of both of the Yana site and YMAM. Profiles and natural exposures of the second terrace studied along the river bank in a distance of 1,5 km allow to link them stratigraphically. The mass accumulation of mammoth belongs to the same surface of paleo topography that bears the cultural layer of the site. Yana humans inhabited the flood plain terrace nearby the river, while mammoth remains were concentrated in a local depression of a small stream next to the site area. It is not quite clear if the mass accumulation of mammoth resulted from the hunt or not. However, the anthropogenic origin of YMAM is obvious, and therefore it constitutes a part of the spatial structure of the Yana RHS site. Whatever was the way of accumulation (collecting, hunting, or both), the mammoth bones and ivory served as a raw material for the tool production. Artefacts found along with the bones represent a complete technological chain for production of long ivory points. Principals of this technology are reconstructed for different sites across Eurasia, but the Yana case is most probably the oldest one known yet.

Mentioning of Yana RHS [13] as the oldest evidence of the human habitation in the Arctic immediately takes us to the questions related to Mamontovaya Kurya (MK site) geoarchaeological object discovered in the European Arctic not so long ago [12]. It is claimed as the oldest one in the Arctic; additionally, the age of it is often, but unnecessarily, presented in calendar years, which makes it look even more archaic [16, 17]. However, there are some reservations about the nature and the age estimate for this site [5, 6]. The main problem is that this is not an archaeological site *sensu stricto* (as it is represented by few artefacts embedded into channel deposits, and therefore this is not an *in situ* context in archaeological sense, i.e. the context created by human activity in the past).

Thus, there is a large set of radiocarbon dates that describes in general a deposition history at MK site. Most of them run on bones belong to the bone-bearing deposits discovered in the base part of the exposure (alluvial/channel deposits), or unit 1 [16]. Delivered ages vary from 37,360 to 31,880, plus ages of 31,380 and 30,610 received by  $^{14}\text{C}$  AMS dating of plant remains which are terrestrial moss [16, 17]. Indirectly, these dates tell about the age of the sediments that contain the dated material, while sedimentation event is clearly younger than the age of the bones (as they were re-deposited by erosion and then included into channel sediments). Consequently, there is no link between the age of the artefacts found in these sediments along with the bones and the age of them. In theory, these rocks can be of any age – younger, older, or contemporary to the bones. If contemporary, why to the oldest of the yield? If younger,

how much younger? Both questions can not be answered, however, the age of the matrix deposit can be identified in any case as «not younger than the age of overlain deposits». It should be stressed that all radiocarbon data sets that come from different stratigraphic units of MK site (Unit I through III) are not free of internal problems [12, 16]. From top to bottom per a unit, the sequences look like the following (all are <sup>14</sup>C AMS dates run on plant/moss remains):

Unit III (depth 11,0 to 13,9 m)	Unit II (depth 14,5 to 16,0 m)	Unit I (depth 16,6 to 17,0 m)
24,080 ± 220, at 11,0 m	25,650 ± 535, at 14,5 m	30,610 ± 350, at 17,1 m
23,860 ± 120, at 12,0 m	31,420 ± 370, at 16,0 m	31,380 ± 380, at 17,1 m
23,890 ± 140, at 12,4 m		
24,890 ± 210, at 12,8 m		Bones
27,130 ± 180, at 13,4 m		From 37,360 to 31,880
27,090 ± 240, at 13,9 m		12 dates total

Easy to see that there is no consistency between the dates received for the profile at MK site. Many of them contradict their stratigraphic position even within a unit (e.g., dates for Unit III). Thus, the oldest and stratigraphically lowest dates for Unit III (of 27,000 BP) must be rejected as the date of 25,650 comes from the top of the underlain deposits (Unit II). Then the age of the Unit III should be discussed as 24,000-23,000 <sup>14</sup>C BP. In that case, how old are the sediments of Unit II? Evidently, date of 25,650 <sup>14</sup>C BP can be suitable at least for the top of it. However there is no indication to estimate the age for the beginning of Unit II sedimentation, because the lowest date for Unit II is followed by the dates of the same age or even younger but obtained in a meter below for the top of Unit III deposits (see the table above). Then it must be rejected, so the age of Unit II deposits should be considered as not younger than 25,650 <sup>14</sup>C BP.

Finally, something should be said about the age of Unit I deposits. In addition to dates ran on plant/moss remains (see table above, right column) there are seven <sup>14</sup>C dates received on bones (horse, mammoth, mammoth ivory). They vary within 37,360 and 31,880. Interestingly, that one of the oldest dates (36,770 <sup>14</sup>C BP with asymmetric deviation) locates close to the upper boundary of Unit I at a depth of 16,6 m (higher than dates on terrestrial organics), and this puts a validity of these dates in question (they can not be used for the age estimate as it clearly shows mixing of different datable material during the sedimentation). This clearly tells that during the formation of the sediments of Unit I, some of the older material was included into deposits and then all or many of dates are asynchronous to the sedimentation. Therefore the time of sedimentation event for Unit I could have relative age estimate based on the chronometry of the overlain deposits as there is no evidence to prove the connection between the radiocarbon dates on bones and the age of the artifacts. Consequently, it must be said that the formation of Unit I took place after the bones, plant/moss remains, and artifacts were included into channel sediments (i.e., after the youngest <sup>14</sup>C date of those obtained for Unit III, but not earlier than 30,610 <sup>14</sup>C BP), and before the accumulation of Unit II that seals the bone-bearing level. These uncertainties can not be clarified, so the correct age estimate for Unit I (bone and artifact bearing stratum) has to be unequivocally accepted as «not younger than 26,000 or 25,000 <sup>14</sup>C BP». By its origin, the context can be either re-deposited or, at best, be a part of specific structure of the site like YMAM bone bed at Yana RHS.

The same can be said about the OSL dates obtained for the exposure at MK site [12, 16] because it is unclear when the quartz grains producing the oldest dates did get into the sediment, and how their age relates to the deposition event. It is well known that this dating technique has a number of constraints, and sometimes it produces confusing results which put in question reliability of this method at least for certain types of sediments and/or territories [1, 7]. Because of that, it is hard to take OSL dating results as additional support for the age estimate given by the researchers [12, 16, 17] for MK site. Finally, it has to be pointed out that in this paper we did not try to explore the question which one of the sites – Mamontovaya Kuria or Yana RHS is older. They both indicate the presence of modern humans in the Arctic prior the LGM and belong to approximately the same time. The Yana RHS site demonstrates that they inhabited Siberian Arctic at that time far north of the Arctic circle.

#### REFERENCES

1. Alexanderson H., Murray A.S. Problems and potential of OSL dating Weichselian and Holocene sediments in Sweden // *Quaternary Science Reviews*. – 2009. – doi:10.1016/j.quascirev.2009.09.020.
2. Anikovich M.V., Anisyutkin N.K., Platonova N.I. Man and Mammoth in East Europe: Approaches and Hypotheses // *Stratum plus*. – 2010. – № 1. – С. 99-136.
3. Basilyan A.E., Anisimov M.A., Nikolskiy P.A., Pitulko V.V. Mass accumulation of mammoth next to the Paleolithic Yana RHS site (Arctic Siberia): its geology, age, and relation to past human activity // *Journal of Archaeological Science*. Submitted ms.
4. Chubur A.A. Role of a mammoth in cultural adaptations of the upper Paleolithic population of the Russian plain during Ostashkovo period / *The Eastern Gravettian*. - Moscow: Scientific World. – 1998. – P. 309-329.
5. Lavrov A.S., Potapenko L.M. Neo Pleistocene of the NE of the East European Plain. - Moscow: Aerogeology. 222 p.

6. Gribchenko Y.N. Initial Colonization of Paleolithic and neolithic Humans on the NE of the East European Plain / Velichko A.A., Vasiliev S.A. (Eds). Way to North. Paleoenvironment and earliest inhabitants of Arctic and Sub-Arctic. – Moscow: Institute of Geography RAS. – 2007. – P. 107-133.
7. Lavrov A.S., Potapenko L.M. Terraces of the lower Ob' river: new facts and arguments / Fundamental problems of Quaternary: results and trends of further researches / Proceedings of the VI All-Russian Quaternary Conference. October 19–23, 2009, Novosibirsk. – Novosibirsk: SB RAS, 2009. – P.330-333.
8. Leschinsky S.V. The Late Pleistocene beast solonetz of Western Siberia: «mineral oases» in mammoth migration paths, foci of the Palaeolithic man's activity / Cavaretta G., Gioia P., Mussi M., Palombo M.R. (Eds.). The World of Elephants. Proceedings of the First International Congress. – Rome: CNR. – 2001. – P. 293-298.
9. Maschenko E.N., Gablina S.S., Tesakov A.S., Simakova A.N. The Sevsk woolly mammoth (*Mammuthus primigenius*) site in Russia: taphonomic, biological and behavioral interpretations // *Quat. Intl.* – 2006. – V. 142. – P. 147-165.
10. Nikolskiy P.A., Basilyan A.E., Sulerzhitsky L.D., Pitulko V.V. Prelude to the extinction: Revision of the Achchagyi-Allaikha and Bereyokh mass accumulations of mammoth // *Quat. Intl.* – 2010. – V. 219. – P. 16-25.
11. Pavlov P.Y. Paleolithic of the Northeastern Europe. – Avtoreferat doct. diss. – St. Petersburg, 2009. – 41 p.
12. Pavlov P., Svendsen J.I., Indrelid S. Human presence in the European Arctic nearly 40,000 years ago // *Nature*. – 2001. – V. 413. – P. 64-67.
13. Pitulko V.V., Pavlova E.Y. Geoarchaeology and Radiocarbon Chronology of the Stone Age of the North-East Asia. – St. Petersburg: Nauka. – 263 p.
14. Serikov Y.B. Paleolithic and Mesolithic of the Middle Trans-Urals. – *Nizhniy Tagyl.* – 2000. – 165 p.
15. Soffer O.A. Upper Paleolithic of Middle and eastern Europe: Humans and Mammoths / Leonova N.B. (Ed.). Problems of the Paleoecology of Ancient Societies. – Moscow: Russian Open Univ. – P. 99-118.
16. Svendsen J.I., Pavlov P. Mamontovaya Kurya: an enigmatic, nearly 40 000 years old Paleolithic site in the Russian Arctic / Zilhao J., d'Errico F. (Eds.), The Chronology of the Aurignacian and of the Transtional Technocomplexes. Proceedings of XIV UISPP Congress. – Lisboa. – 2003. – P. 109-120.
17. Svendsen J.I., Heggen H.P., Hufthammer A.K., Mangerud J., Pavlov P.Y., Roebroeks W. Geo-archaeological investigations of Palaeolithic sites along the Ural Mountains – on the northern presence of humans during the last Ice Age // *Quaternary Science Reviews*. – 2010. – V. 29. – P. 3138-3156.
18. Vereshchagin N.K. Berelekh mammoth «graveyard» // *Proc. Zoological Institute*. – 1977. – V. 72. – P. 5-50.

#### ОСОБЕННОСТИ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЩЕСТВА В КРАЕВЫХ ОБЛАСТЯХ МЕРЗЛОТНЫХ ПОЛИГОНОВ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРИОЛИТОЗОНЫ

Питулько В.В.<sup>1</sup>, Павлова Е.Ю.<sup>2</sup>, Басилян А.Э.<sup>3</sup>, Крицук С.Г.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> *Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, pitulko@rambler.ru*

<sup>2</sup> *Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург*

<sup>3</sup> *Геологический институт РАН, Москва*

<sup>4</sup> *Научно-исследовательский центр экологической безопасности РАН, Санкт-Петербург*

#### FEATURES OF VERTICAL DISTRIBUTION OF THE MATERIALS WITHIN THE MARGINAL ZONES OF PERMAFROST POLYGONAL STRUCTURES AND ITS IMPORTANCE FOR DATING OF QUATERNARY DEPOSITS IN CRYOLITOZONE

Pitulko V.V.<sup>1</sup>, Pavlova E.Y.<sup>2</sup>, Basilyan A.E.<sup>3</sup>, Kritsuk S.G.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> *Institute for the History of Material Culture RAS, St. Petersburg*

<sup>2</sup> *Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg*

<sup>3</sup> *Geological Institute RAS, Moscow*

<sup>4</sup> *St. Petersburg Scientific Research Center for Ecological Safety RAS*

Более половины территории России расположено в зоне развития мёрзлых четвертичных отложений, для которых характерно наличие подземного повторно-жильного льда (ПЖЛ) и шлиров. Рост клиновидных ПЖЛ вызывает напряжения в толще вмещающих отложений, что приводит к их деформации и перемещению части осадочного материала вдоль ледяных жил. Термокарст по ледовым комплексам (ЛК), мерзлым толщам с ПЖЛ сопровождается солифлюкционными процессами и образованием псевдоморфоз по ледяным жилам. Данные особенности распределения материала в условиях многолетнемёрзлых отложений хорошо известны, но не всегда принимаются во внимание при интерпретации, в частности, археологических наблюдений.

Так, например, М.А. Кирьяк [4] в качестве «жилых комплексов», расчищенных в поверхностном залегающем культурном слое на тыгильских стоянках (бассейн Малого Аюя, западная Чукотка) были интерпретированы криогенные кольцевые структуры, характерные для данного региона [5], а при раскопках на Стрижовой Горе под Иркутском характерный планиграфический рисунок, связанный с затеканием культурного слоя в депрессии, сформировавшиеся в результате вытаявания решётки полигонального льда, был объяснён особенностями планировки поселения и деятельности человека [2]. Первоначально не вполне верно, вследствие недостаточности вскрытой площади и мощности отложений, были оценены взаимосвязи термокарстовых явлений и прошлой деятельности человека на Жоховской стоянке на Новосибирских о-вах [6]. В сравнительно редких случаях особенности пространственного распределения культурного материала (как, например, в Макарово IV на Верхней Лене) верно объясняют воздействием мерзлотных процессов [1]. Определённый положительный опыт накоплен в ходе работ на Янской палеолитической стоянке [7, 9].

В 100 км от арктического побережья по левому подбойному берегу р. Яны вскрываются аллювиальные отложения, слагающие II н/п террасу 16-18 м. По данным  $^{14}\text{C}$  датирования [9], эти отложения накапливались с 40 тыс. л. н. до 13-12 тыс. л. н. в каргинское и сартанское время (рис. 1 А). Культурный слой стоянки мощностью 0,2-0,4 м залегает на высоте около 7,5 м над урезом реки в толще пойменных осадков и содержит многочисленные свидетельства жизнедеятельности человека: изделия из камня, бивня и кости, фаунистические остатки, образующие значительные концентрации (рис. 2 А). Его  $^{14}\text{C}$  возраст составляет 28,5-27 тыс. л. н.

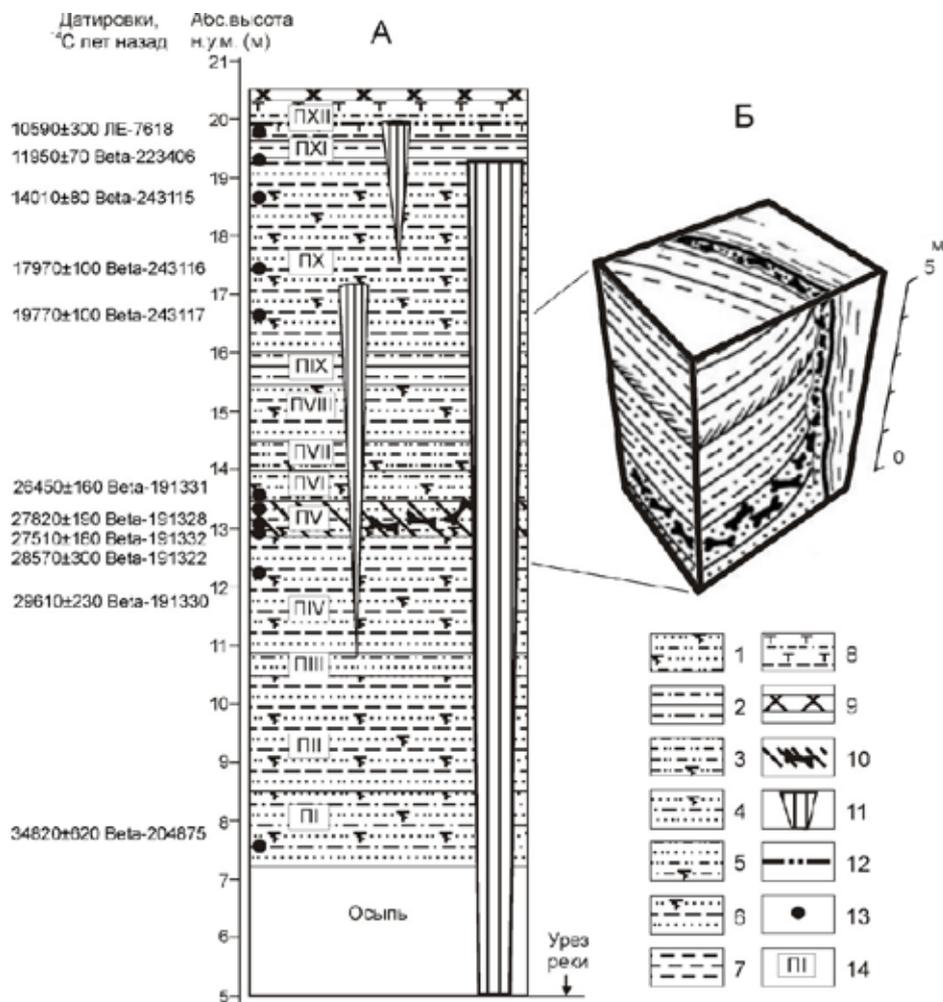


Рис. 1. Сводная стратиграфическая колонка разреза четвертичных отложений участка Северный Янской стоянки (А) и схематическая блок-диаграмма деформации культурного слоя, вызванной формированием сингенетического полигонально-жильного льда (Б).

1 – алевритопесок (пачка VI); 2 – суглинок алевритовый (пачка IX); 3 – алеврит песчаный (пачка VII); 4 – алеврит глинисто-песчаный (пачка I, III); 5 – песчаный и глинисто-песчаный алеврит (пачка V); 6 – алеврит песчано-глинистый (пачка II, IV; VIII; X); 7 – алеврит глинистый (пачка XI); 8 – толща переслаивания глинистого и песчано-глинистого алеврита с прослоями торфа (пачка XII); 9 – почвенно-растительный слой; 10 – местоположение культурного слоя; 11 – повторно-жильный лёд; 12 – граница сезонно-талого слоя; 13 – местоположение образца, датированного по  $^{14}\text{C}$ ; 14 – номер стратиграфической пачки.

В криогенном строении разреза II н/п террасы отмечено наличие трех генераций ПЖЛ. Основная генерация (каргинская) представлена ПЖЛ шириной 2-3м, пробивающими всю толщу отложений и уходящими под урез реки. Этой решёткой образованы полигоны неравномерной площади, как правило, ортогональные, с шагом около 5 м (рис. 2 А). Вторая сеть ПЖЛ (сарганская) наложена на первую с более широким шагом (12-15м), ПЖЛ пробивают уровень культурного слоя и затухают примерно в метре ниже уровня культурного слоя. Они хорошо видны в плане (рис. 2 А). Третья генерация ПЖЛ формировалась уже в голоцене и представлена маломощными жилами в верхней части разреза. Криогенная текстура отложений, вскрытых в разрезе, – шлировая слоистая параллельно-вогнутая, характерная для отложений высокой поймы с полигонально-валиковым рельефом [3]. Ледяные пояски в большей степени характерны для нижней части разреза (ниже культурного слоя). Наравне с ледяными поясками, литологические границы и культурный слой имеют выраженные деформации в краевых частях полигонов. (рис. 1: Б; 2)

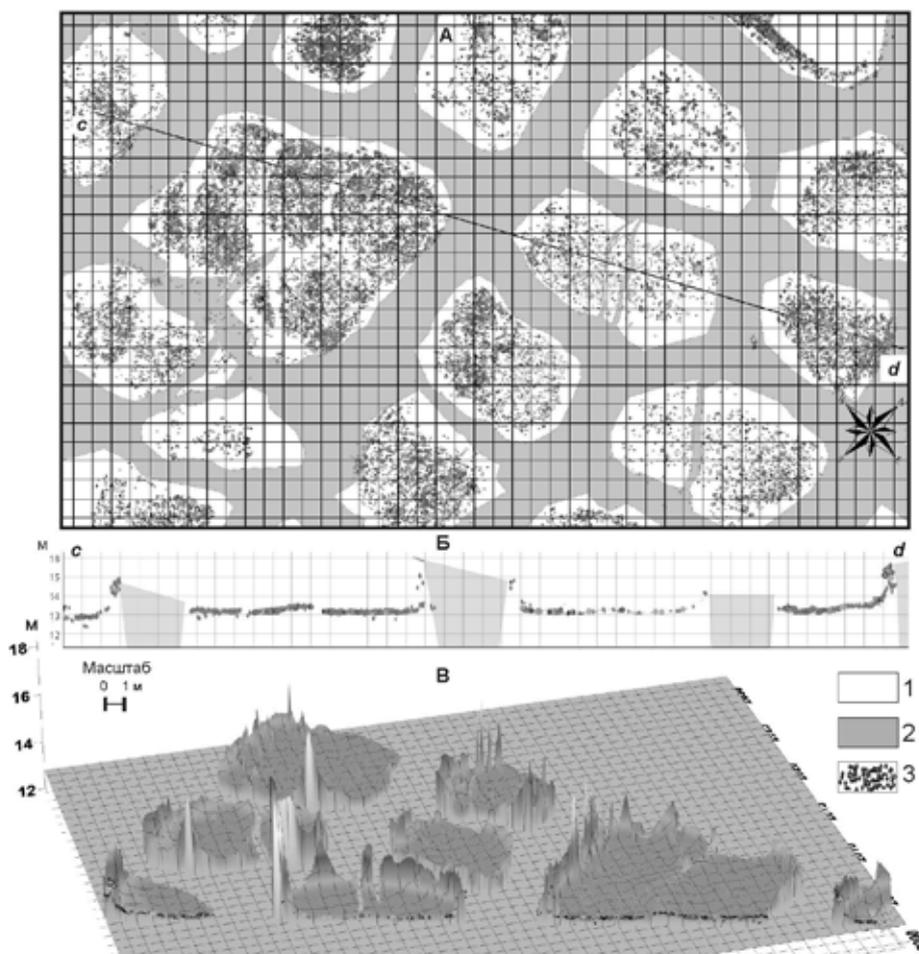


Рис. 2. План культурного слоя Янской стоянки (А), вертикальный профиль по линии *c-d* в интервале абс. отметок 13-16 м, вид с Ю (Б), блок-диаграмма распределения находок материала культурного слоя по профилю *d-c*, вид с С (В).

1 – отложения грунтового столба; 2 – полигонально-жильный лёд; 3 – материал культурного слоя.

Многолетние наблюдения с инструментальной фиксацией положения культурного слоя и отдельных единиц материала в трёхмерной системе координат позволяют оценить степень деформации культурного слоя в результате воздействия ПЖЛ. В частности, в планиметрии это выражается в наличии хорошо видимой зоны, свободной от находок, которая окаймляет полигон на уровне горизонта культурного слоя. В то же время, в разрезе столь же заметен резкий подъем культурного слоя вблизи ПЖЛ вплоть до вертикального положения.

Материал культурного слоя выжимается вдоль ПЖЛ на значительную высоту, практически до подошвы СТС. В краевой области грунтовых столбов (шириной 1м и более) материал, пригодный для  $^{14}\text{C}$  датирования, а также дисперсная порода, содержащая зёрна пыльцы и иные микрофоссилии, оказываются перемещены на уровни, где они становятся асинхронным осадконакоплением. Весьма важно, что формально и те, и другие со-

храняют признаки инситуного залегания, располагаясь в многолетнемёрзлых отложениях на значительном удалении от границы ПЖЛ. Будучи использован, например, для  $^{14}\text{C}$  датирования, такой материал может послужить источником ошибочного представления о возрасте отложений, показав (на примере Янской стоянки) возраст 28 тыс. л. н. на уровне, сложенном на самом деле вдвое молодыми осадками. Очевидно, что последовательное датирование такого материала, залегающего на разных уровнях вследствие выдавливания вдоль границы ПЖЛ, даст серию разновозрастных определений для всей толщи отложений, перекрывающей горизонт, являющийся его источником, и для которого данный возраст является истинным. В разрезах Янской стоянки, благодаря большой насыщенности исходного горизонта маркирующим материалом, ошибок избежать относительно легко, однако следует иметь в виду, что те же закономерности перераспределения вещества по вертикали действуют внутри полигонально-жильных структур повсеместно, воздействуя и на единично залегающие предметы в случае, если они оказываются близко к границе полигона.

В верхней части разреза Янской стоянки слой, содержащий артефакты, часто залегает с обратным падением. В результате протаивания и компрессии отложений верхней части грунтового столба, в которых оказались перемещённые фаунистические остатки, осколки, обломки и изделия из камня, формируются кольцеобразные структуры распределения такого материала (в основном, обломки костей со средней размерностью 10-15 см). Такая картина возникает при частичном протаивании с поверхности мёрзлых отложений на субгоризонтальных участках, где препарируется лишь вершина грунтового столба, что наблюдалось на Янской стоянке при раскопках участка «Байджарах» [8]. Подобный горизонт, сформированный исключительно криогенными процессами, имеет ряд формальных признаков культурного слоя, однако в нашем случае залегал на 5-5,5 м выше коренного культурного слоя *in situ*, имея тот же возраст (около 28 тыс. л. н.). Восприятие его в качестве горизонта, имеющего антропогенное происхождение, было бы ошибкой.

Соответственно, при изучении протаявших отложений вероятность ошибок отбора и интерпретации возрастает многократно, поскольку материал может оказаться переотложенным дважды: сначала криогенными процессами, затем термокарстовыми. Так, например, при образовании торфяного вложения в верхней части разреза многолетнемёрзлых отложений с ПЖЛ в отложения термокарстовой котловины с торфяником включаются фаунистические остатки и обломочный материал из краевой зоны грунтового столба, уже перемещённые по вертикали на несколько метров вверх по разрезу от изначального уровня залегания. Соответственно, датирование таких фаунистических остатков создаст ложное представление о возрасте отложений, вмещающих торфяник.

В результате обособления байджарахов в ходе протаивания сети ПЖЛ материал, выдавленный вдоль границ жил льда, будет изменять своё положение в пространстве под воздействием солифлюкционных и гравитационных процессов, что приводит к формированию его вторичных концентраций на разных уровнях как ниже, так и выше коренного залегания культурного слоя. Данное обстоятельство также может служить источником ошибок при изучении разрезов четвертичных отложений и археологических памятников криолитозоны. Как представляется, данные наблюдения интересны с геокриологической точки зрения в плане изучения закономерностей вертикального распределения вещества в полигонально-жильных структурах. Понимание выявленных особенностей пространственного распределения вещества в полигонально-жильных структурах может помочь также правильной оценке результатов датирования разрезов многолетнемёрзлых отложений и планиметрии культурных остатков в культурных слоях археологических объектов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьёва Г.А. Палеолитический памятник Макарово IV. Особенности осадконакопления / Ветров В.М. (ред.). Байкальская Сибирь в древности. – Иркутск: Изд-во ИрГУ, 1995. – С. 61-77.
2. Генералов А.Г. Геоархеологический объект Стрижовая Гора. – Иркутск: Изд-во ИрГУ, 2000. – 154 с.
3. Данилов И.Д. Методика криолитологических исследований. – М.: Недра, 1983. – 238 с.
4. Кирьяк М.А. Археология Западной Чукотки. – М.: Наука, 1993. – 224 с.
5. Питулько В.В. Позднеплейстоценовые и раннеголоценовые древности Северо-Востока Азии / Лебединцев А.И. (ред.). Археологические исследования на Севере Дальнего Востока. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. – С. 5-16.
6. Питулько В.В. Жоховская стоянка. – Санкт-Петербург: Изд-во Дм. Буланин, 1998. – 189 с.
7. Питулько В.В. Основные сценарии раскопочных работ в условиях многолетнемёрзлых отложений (по опыту работ на Жоховской и Янской стоянках, Северная Якутия) // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2008. – № 2. – С. 26-33.
8. Питулько В. В. Отчёт об археологических исследованиях, произведенных в 2004 г. на острове Жохова и в низовьях реки Яны. – Санкт-Петербург. – 2005. – Рукопись. – Архив ИА РАН.
9. Питулько В.В., Павлова Е.Ю. Геохронология и радиоуглеродная археология памятников каменного века Северо-Восточной Азии. – Санкт-Петербург: Наука, 2010. – 264 с.



## МОРФОГЕНЕЗ ТЕКТОНИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ЗОН МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ

Платонова С.Г.

*Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, platonova@iwep.asu.ru*

## MORFOGENESIS OF THE TECTONICS AKTIVE AREA OF THE MONGOLIAN ALTAJ

Platonova S.G.

*Institute for water and environmental problems RAS of SB, Barnaul*

Выявление пространственных и временных закономерностей развития геологических процессов, становления их форм, оценка взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов и их совокупного влияния на окружающую среду – вопросы, которые стоят в центре исследования морфогенеза горных территорий. Рассмотрим особенности формирования рельефа тектонически активных зон горных территорий на примере Монгольского Алтая, где ведущую роль имеют современные тектонические (и сейсмические) процессы.

Механизм рельефообразования современных структур тектонически активных зон Монгольского Алтая достаточно изучен и описан при исследованиях эпицентральных зон сильнейших землетрясений региона. Работами В.И. Тихонова [7] и последующих исследователей [3-6 и др.] было выявлено правостороннее смещение в пределах северо-западных СЗ и субмеридиональных СЮ разломных зон, которое хорошо просматривается на космоснимках по Кобдинскому и Толбонурскому и другим разломам. На участках сдвиговых разломов разрывы имеют современный характер и проявлены в виде совсем молодых форм рельефа, образованных в результате сильнейших землетрясений. Например, такие формы в Монгольском Алтае, связанные с сейсмическим событием 1761 г. в зоне Ар-Хутел, описаны еще П. Молнаром с соавторами [3]. Реализация тектонических напряжений в условиях регионального сжатия [2] привела к формированию не только СЗ правосторонних сдвиговых разрывов, но также и сопряженных с ними северо-восточно СВ и широтно ЗВ ориентированных разломов. Имеются примеры такого сопряженного современного левостороннего смещения по широтно ориентированным разломам, а также признаки взбросо- или надвигообразования примерно с северо-восток – юго-западным сокращением. Надвиги и взбросы особенно хорошо прослеживаются вдоль северо-восточной окраины Монгольского Алтая. С.Д. Хилько с соавторами [8] выделил западнее главного разрыва Ар-Хутела второстепенный разрыв длиной примерно 5 км, простирающийся на СЗ 305° с вертикальным смещением, не имеющий признаков сдвига.

Данные, полученные при полевых исследованиях позволяют говорить о том, что 1) современный морфогенез в пределах разломных зон Монгольского Алтая наиболее активно проявлен в пределах структурных узлов сочленения разломных зон СЗ, ЗВ и СЗ, СВ направлений; 2) развитие этих зон характеризуется более сложным, чем при правостороннем смещении, соотношении СЗ, ЗВ и СВ структур, а, следовательно более сложном механизме их формирования. И здесь представляется правомерным действие другого механизма: расседания большого Алтайского свода [1] или надвига, осложняющего крыло этого свода [9].

Так, современные сопряженные структуры СЗ и СВ простираения и связанные с ними долины рек и сайров часто сопоставимы по площадям и масштабам проявления. Современные подвижки взбросового и надвигового характера, как элементы развивающейся СЗ структуры, проявлены в пределах уже реализованных подвижек ЗВ и СВ зон более высокого иерархического уровня и являются результатом реализации более сложного механизма, чем описано выше. Большие по простираению размеры ЗВ структур чем даже эти относительно зрелые в геоморфологическом смысле долины, выходящие за пределы Монгольского Алтая, подтверждает и анализ ЦМР.

Кроме того, морфогенез разломных зон определяется положением относительно структур Монгольского Алтая в региональном плане и имеет отличия в пределах трёх районов: 1 – районе интерференции структур СЗ Монгольского Алтая и ЗВ Алтае-Саянской горной страны и/или северной ступени расседания Алтайского свода, характеризуемый преобладанием структур ЗВ и СВ простираения (выраженных долинами рек), с подчиненным СЗ направлением; 2 – собственно линейной структуры Монгольского Алтая с преобладающими СЗ (линейных хребтов), и подчиненными СВ и ЗВ направлениями; 3 – районе южного замыкания структур Монгольского Алтая, интерференции их со структурами Гобийского Алтая с преобладающим СВ направлением и подчиненными СЗ и ЗВ.

В пределах первого района выделяется зона субширотного простираения, которая продолжается на запад (на территорию Казахстана) и ограничивает Нарымский хребет с севера. Восточное продолжение этой зоны на ЦМР читается вдоль северного обрамления хребта Хангай. Зона характеризуется высокой тектонической и сейсмической активностью, в результате которой сформированы многочисленные тектонические и сейсмогенные формы, самые молодые из которых приурочены к структурным узлам сочленения с разломными зонами СЗ направления. Субширотное направление представлено серией субпараллельных долин современных рек Шетк-Ойгор-гол и Их-Ойгорын-гол и Цаган-гол. Интенсивность (или молодость) тектонического рельефа здесь осла-

бляется к северу. Долины имеют ящикообразную форму с крутыми бортами, вдоль которых развиты длинные молодые осыпи. На склонах долин отмечены формы более высокого порядка – ступеней и зияющих трещин.

В пределах субширотной зоны имеют особенности сейсмогравитационные образования. На участках преимущественно взбросо-надвиговых подвижек они представлены фронтальными оползнями (иногда оползнями-обвалами), на участках со сдвиговой кинематикой одиночными оползнями. Это хорошо просматривается на протяжении долины р. Ховд и её притоков. К их числу относится сложный фронтальный оползень долины р. Согол. При этом на прилегающих районах российского Горного Алтая (кроме юго-восточных районов, схожих с монгольскими) в подобных условиях сейсмогравитационные деформации представлены обвалами. Для зон левосторонних сдвигов СВ простираения (участки долины р. Хобд) характерно широкое развитие структурных террас и эскарпов.

Покаательной СЗ структурой первого района является котловина озёр Хотон – Хурган – одна из тех зон, в пределах которой наиболее контрастно отражены особенности тектонического и сейсмогенного рельефа в сочетании с другими образованными «нетектоническими» – ледниковыми и др. Положение внутригорной котловины определяется расположением в присводовой СВ части хребта Монгольского Алтая на высоте 2000-2100 м. Развитие общей структуры происходило в условиях изменяющей на разных временных отрезках «ведущей» роли этих разломных зон. Современное время характеризуется преобладанием тектонической активности разломов северо-западной ориентировки по механизму правого сдвига в условиях сводового воздымания морфоструктуры Алтайской горной страны. Действие названных факторов привело к формированию ассиметричного поперечного профиля котловины. В результате юго-западный борт ее имеет линейный характер с широким развитием структурных ступеней и фасетов. Северо-восточный склон с менее выраженной линейностью представляет собой отседающий блок по отношению к осевой части хребта Монгольского Алтая с развитыми вдоль склона одиночными и групповыми (образующими «черепашковую» структуру) зияющими трещинами, поверхности которых находятся в разных временных отношениях с формами ледникового рельефа. Морфология сейсмогенных форм одного иерархического уровня зависит от стадии развития. Так, в пределах котловины зияющие трещины имеют поперечные профили от U-образного до ящикообразного и долинного типов. Выявленные самые молодые тектонические подвижки проявлены в береговых очертаниях, деформациях поймы, смещении русел притоков. В позднем среднем-позднем плейстоцене котловина была заполнена и прорабатывалась ледниками, геоморфологическая работа которых придала ей троговый характер. Ледником были отшлифованы скальные склоны озёрной котловины. Днище и нижние уровни склонов заполнил моренный комплекс с бугристо-холмистым рельефом конечных морен, переходящий в гофрированные склоны оседания боковой морены. Соотношение тектонического и ледникового рельефа хорошо видно на космоснимках.

Наиболее хорошо изученной структурой второго района Монгольского Алтая является СЗ зона Ар-Хутел, продуцировавшая в 1761 г. катастрофическое землетрясение с магнитудой  $M=8,3$ , и представляющая собой правосторонний сдвиг с вертикальной компонентой [3]. Зона Ар-Хутел также неоднородна на своей протяженности. На большей своей протяженности она проявлена в виде системы линейных депрессий (сухих долины – мигрирующих временных модификаций зоны), прорабатывающую «гофрированную» пенепленизированную поверхность. Отдельные долины, как и вся зона Ар-Хутел, хорошо просматриваются на космоснимках. «Миграция» отдельных долин приводит к формированию широко линейной структуры зоны в целом. На территории России, в Горном Алтае, подобные мигрирующие разрывы наблюдались нами неоднократно, в т. ч. в эпицентре Алтайского (Чуйского) землетрясения 27.09.2003 г.

Наблюдаемая иерархия тектонических форм для СЗ зон собственно линейной структуры Монгольского Алтая следующая. Формы I-го порядка проявлены, как зоны крупных магистральных тектонических разломов, сформировавшихся или испытывавших активизацию в новейшее и современное время, выражаются в виде комплекса деформаций, секущих крупные орографические единицы (хребты) на значительной протяженности. Тектонические формы II-го порядка – тектонические разломы, ответвления магистральных зон, выраженные в виде сухих линейных долин; III-го порядка – фасеты, эскарпы, зияющие трещины на склонах долины.

В пределах Ар-Хутел Формы III порядка – фасеты, эскарпы, зияющие трещины – представлены на участках расширения долины в структурных узлах пересечения СЗ зоны с ЗВ направлением. В плане формируется своеобразная зональность проявления различных форм по удалению от зон узлов (в долинах Буянт, Цаган-Бургас, Хойд Цэнхэр): на дальнем плане эскарпы, при приближении к разломной зоне – фасеты и зияющие трещины. Зияющие трещины также тяготеют к участкам структурных узлов, часто совместно с другими тектоническими формами. Трещины обычно выполнены коллювиальным и эоловым материалом. Количество зияющих трещин увеличивается к западу. Как правило, они имеют все морфологические признаки деформаций отрыва: извилистую форму в плане, узкий каньонообразный поперечный профиль. В структурных узлах тектонических разломов трещины проявлены не линейно, а формируют плановый рисунок в соответствие с

основными направлениями сочленяющихся структур. Иногда они становятся значительными по размеру, давая начало новым долинам. В устьевой части отдельных тектонических швов отмечаются небольшие аккумулятивные тела конусов выноса, имеющие выпуклую форму (не потерявшие своей формы). Форма и небольшой объём тоже свидетельствуют об относительно молодом возрасте их формирования.

В пределах линейной структуры Монгольского Алтая важным элементом является СВ направление, выраженное серией долин, морфология которых отражает условия растяжения, с крутыми бортами, на склонах которых развиты мощные пролювиальные шлейфы, и широким днищем. Проявление их современной «активности» определяется не только наличием названных форм III-го порядка на участках пересечения с СЗ направлением, но и наличием – отсутствием, а также объёмами крупноглыбовых коллювиальных масс у подножия склонов. Наличие коллювиальных вывалов является своеобразным косвенным показателем молодости тектонических подвижек, т. к. очень часто в долинах рек на северо-восточных отрогах Монгольского Алтая у подножий молодых тектонических склонов с соответствующими стенками отрыва, предполагающими наличие крупноглыбовых вывалов, они просто отсутствуют. В образовании скоплений коллювиальных масс просматривается многоэтапность. Часть аккумулятивных коллювиальных форм в значительной мере потеряла свою выраженность: выровнена различными денудационными агентами, перекрыта пойменно-луговыми образованиями и стала фактически частью поймы, отличающейся неровной кочковатой поверхностью. Другая часть коллювиального материала перекрывает поверхность поймы (например, у скального выступа, ограничивающего с СВ урочище Улан-Худдук). Увеличение объёмов крупноглыбового коллювия на днищах СВ долин (при прочих равных условиях) отмечается к центру пересекающей СВ долины зоны Ар-Хутел.

Таким образом, ведущую роль в морфогенезе горных районов Монгольского Алтая имеют современные тектонические (и сейсмические) процессы. Морфогенез в пределах разломных зон Монгольского Алтая является результатом реализации сложного механизма, определяемого региональным сжатием и сопровождающимся формированием северо-западных (СЗ) правосторонних сдвиговых разрывов и сопряженных с ними СВ и ЗВ ориентированных разломных зон, а также деформаций, связанных со сводовым воздыманием Алтайской горной страны. Морфогенез разломных зон определяется положением относительно структур Монгольского Алтая в региональном плане и имеет отличия в пределах трёх районов. При этом во всех районах наиболее активно комплекс различных процессов проявляется в пределах структурных узлов сочленения разломных зон СЗ, ЗВ и СЗ, СВ направлений. Набор и соотношения тектонических и сейсмогенных форм рельефа зависит от типа рельефа и кинематики зоны.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ерофеев В.С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. – Алма-Ата: Наука, 1969. – 166 с.
2. Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряжённого состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 10. – С. 20-30.
3. Молнар П., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Демянович М.Г., Борисов Б.А., Ващилов Ю.Я. Деформации и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе // Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. – Новосибирск: Наука, 1995. – С. 3-55.
4. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. Под ред. А.Ф. Грачёва. – М., 2000. – 487 с.
5. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. – Новосибирск, 2005 – 274 с.
6. Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Иогансон Л.И., Рейснер Г.И., Баясгалан А., Кочетков В.М., Курушин Р.А. Опыт выделения и прослеживания сейсмогенерирующих зон методами геолого-тектонического анализа на территории Западной Монголии и Зайсано-Алтайской складчатой области // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – М.: ОИФЗ РАН, 1995. – Вып. 2-3. – С. 132-152.
7. Тихонов В.И. Разломы // Тектоника Монгольской Народной Республики. – М.: Наука, 1974. – С. 196–209.
8. Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др. Сильные землетрясения. Палеосейсмогеологические и макросейсмические данные // Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. – М.: Наука, 1985. – С. 19-83.
9. Уфимцев Г.Ф. Сводово-глыбовый или гобийский новейший орогенез // Литосфера. – 2008. – № 3. – С. 14-25.

**ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ЛИХВИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА  
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ**

**Плешивцева Э.С., Гаркуша В.И., Травина М.А.**

*ФГУП «Петербургская комплексная геологическая экспедиция», Санкт-Петербург, pkge@pkge.spb.ru*

**REFERENCE SECTION OF THE LICHVIN INTERGLACIAL IN THE NORTH – WESTERN PART  
OF EUROPEAN RUSSIA S REGION**

**Pleshivtseva E.S., Garkusha V.I., Travina M.A.**

*FSUE «Saint-Petersburg Complex Geological Expedition», Saint-Petersburg*

Лихвинские межледниковые отложения на территории Северо-Запада Русской равнины впервые были установлены в пределах «Вологодской возвышенности» в разрезах буровых скважин у д. Трубайка, Янгосарь, Парфеньево. В Вологодской области изучен целый ряд разрезов лихвинских отложений, в том числе на р. Пичуг в районе Северные Увалы, где установлены все палинозоны лихвинского межледниковья ( $L_1-L_6$ ) и богатая диатомовая озерная флора [2]. В юго-западных районах Северо-Запада Русской равнины, кроме известных разрезов в районе г. Великие Луки у д. Бандино, на р. Кунья у д. Хотимля изучены новые разрезы в бассейне верхнего течения р. Великой, в Псковской области (д. Михеево, Высоцкое, Максимцево).

**Разрез Руч. Грязный (скв. 361).** Полный разрез лихвинского межледниковья изучен на востоке Ленинградской области, в междуречье рр. Оять и Паша, у ручья Грязный. Озёрные отложения вскрыты в древней переуглубленной долине, к которой приурочена система современных озер и рек: оз. Долгое-Зартеозеро-Капшрочей.

Разрез скважины 361 детально исследован палинологически Г.С. Абакуменко и Э.С. Плешивцевой, диатомистом М.А. Травиной, геологом В.И. Гаркушей, определения фауны остракод выполнены Н.В. Куприяновой (ВНИИ Океангеология).

Скважина 361 (руч. Грязный) вскрывает ледниковые, озёрно-ледниковые отложения ошашковского (0,00-12,5 м) и озёрные ленинградского (12,5-32,0 м) горизонтов; ледниковые, озёрно-ледниковые московского (32,0-66,1 м) и ледниковые, озёрные, озёрно-ледниковые вологодского (66,1-91,5 м) горизонтов, ниже, с глубины 91,5 м, залегают отложения лихвинского горизонта.

	Абс. отм. устья – 180,0 м	Глубина, м
g II vl	Суглинок валунный, темно-серый, коричневатый с гравием и галькой.	81,7-84,3
lqIIvl	Песок, серовато-коричневый, мелкозернистый, глинистый.	84,3-88,0
IIIvl	Глина зеленовато-темно-серая, алевритовая, плотная горизонтально тонко-слоистая, с углефицированными точечными растительными остатками.	88,0-91,5
I, lq II vl	Песок серовато-коричневый с зеленоватым оттенком, мелкозернистый, глинистый с прослоями глин тонкослоистых.	91,5-96,0
I II lh	Алеврит темно-серый с зеленоватым оттенком, плотный, горизонтально тонкослоистый с точечными углефицированными растительными остатками, с вивианитом.	96,0-104,1
I II lh	Глина черная, обогащённая углистым материалом, горизонтально-тонкослоистая, с включением вивианита, раковин остракод.	104,1-109,2
I II lh	Переслаивание тёмно-серых глин и алевритов.	109,2-112,0
lg I ok	Переслаивание бурых глин и алевритов, плотных горизонтально-тонкослоистых.	112,0-113,0
f I ok	Валунник: заполнитель песок разнозернистый, глинистый.	113,0-117,0
g I ok	Суглинок валунный, коричневый с гравием и галькой.	117,0-120,0
f I ok	Песок серый разнозернистый глинистый, с гравием, галькой	120,0-123,0
D <sub>3</sub>	Переслаивание розово-серых песков, глин сиренево-коричневых	123,0-137,0

Озёрные лихвинские межледниковые отложения залегают в интервале глубин от 91,5 м до 112,0 м на ледниковых, флювиогляциальных и озёрно-ледниковых слоях окского ледниковья, перекрыты озёрными, озёрно-ледниковыми отложениями времени наступления вологодского оледенения. В основании разреза пески девона.

**Палинология.** В лихвинских отложениях выделена богатая палинофлора. В разрезе определён разнообразный состав пыльцы хвойных: *Abies sp.*, *Abies alba*, *A. sibirica*, *Larix sp.*, *Picea sec.*, *Eurpicea*, *Picea abies*, *Picea cf. obovata*, *P. sec.*, *Omorica*, *Pinus silvestris*, *P. sibirica*, *P. n/p Haploxylo*, *P. sec. Strob.*; широколиственные породы представлены: *Carpinus betulus*, *Quercus sp.*, *Q. robur*, *Q. pubescens*, *Ulmus sp.*, *U. laevis*, *U. campestris*, *Tilia sp.*, *Tilia cordata*, *T. platyphyllos*, *Fagus silvatica*, отмечена пыльца теплолюбивых, кустарничков и трав: *Ligustrum sp.*, *Ligustrina amurensis*, *Viburnum opulus*, *Sambucus ebulus* и др. видами, характерными для лихвинского межледниковья; в спорах определены так же *Osmunda cinnamomen*, *O. claytoniana*, *Brasenia cf. schreberi* др.

В разрезе скважины 361 выделено 6 палинозон ( $L_1-L_6$ ), отражающих полный цикл развития растительности лихвинского межледниковья (рис. 1).

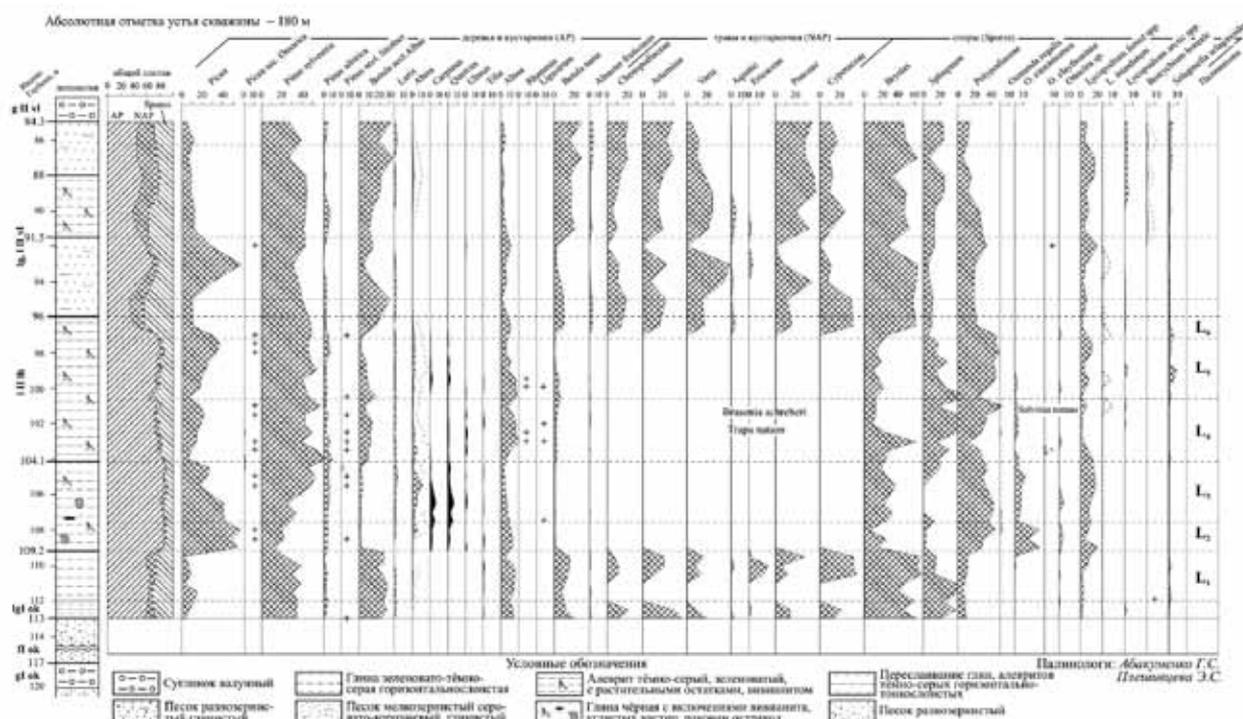


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза лихвинского межледниковья по скв. 361, руч. Грязный.

**Зона L<sub>1</sub>** (гл. 109,2-112,0 м) – сосны и берёзы, начальный этап межледниковья. Господствуют сосна (30-40%) и берёза (49-30%), с небольшим участием ели (2-15%). Отмечены тундровые и северо-таежные виды: кустарничковая берёзка *Betula nana* (до 20%), ольховник *Alnaster fruticosus*, плаунок плауновидный *Selaginella selaginoides*, гроздовник северный *Botrychium boreale*. В составе трав присутствует большое количество пыльцы разнотравья, осоковых. Среди спор господствуют зеленые мхи. Этап характеризовался распространением разреженных берёзовых и сосново-берёзовых лесов с развитым травянистым покровом и широким распространением тундровых кустарниковых формаций. Климат умеренно-холодный.

**Зона L<sub>2</sub>** (гл. 107,5-109,2 м) – ели, выделена в нижней части черных алевроитовых глин. Максимально участие ели (до 60%), мало сосны (12-20%), присутствует *Pinus sibirica*, *P. n/p. Naploxylon*, резко уменьшается участие берёз (*Betula sec. Albae*) и *B. nana*. Появляется пихта, широколиственные породы: граб и дуб. Отмечена пыльца водных и прибрежно-водных растений: *Typha latifolia*, *Sparganium*, *Myriophyllum*, *Menyanthes* и др. В спорах доминируют папоротники, таёжные виды плаунов. Распространение хвойных, еловых лесов с пихтой, грабом свидетельствует о существовании влажных и более тёплых климатических условий.

**Зона L<sub>3</sub>** (107,5-104,1 м) – ели, сосны, максимума граба и пихты, характеризует климатический оптимум межледниковья. Выделена в средней части черных глин. На фоне господства *Picea* и *Pinus*, отмечается максимальное распространение широколиственных пород (до 12%), количество пыльцы граба составляет (до 5%), дуба (4-6%), меньше вяза (до 3%) и липы (1-2%). В составе широколиственных присутствуют: *Quercus robur*, *Ulmus laevis*, *Tilia cordata*, *T. platyphyllos*, *Fagus silvatica*. Кульминирует *Carpinus betulus* (до 5%) и *Abies alba* (до 10%). Кульминация граба приходится на первую половину межледникового времени, совпадая с максимальным участием ели, а кульминация пихты – на вторую половину межледникового времени, позже граба, возрастает участие *Pinus n/p. Naploxylon*. В палиноспектрах отмечено единичное присутствие *Pinus sec. Strobos*, *Picea sec. Omorica*. Характерно участие пыльцы теплолюбивых видов кустарников и трав: *Ligustrina cf. amurensis*, *Ligustrum sp.*, *Rhamnus sp.*, *Corylus avellana* и др., среди спор доминируют папоротники, таёжные виды плаунов, определены: *Osmunda cinnamomea*, *O. claytoniana*, *Pteridium aquilinum* и др. Богатый и разнообразный видовой состав палинофлоры и особенности ее изменения на протяжении времени формирования осадков в период климатического оптимума, подтверждает произрастание в этот период олигодоминантных формаций хвойно-широколиственных лесов с развитым подростом и травянистым покровом. В начальный период, это были еловые и сосново-еловые леса, с грабом, пихтой, кедром; во вторую половину климатического оптимума, сосновые, елово-пихтовые леса с участием граба, дуба, вяза и кедра. Климат близкий к океаническому. Отложения, формировавшиеся после климатического оптимума межледниковья, относятся к двум палинозонам L<sub>4</sub> (гл. 102,0-104,1 м) и L<sub>5</sub> (гл. 97,0-102,0 м).

**Зона L<sub>4</sub>** характеризуется господством сосны, увеличением участия сибирского кедра (*Pinus sibirica*), присутствием *Pinus n/p. Naploxylon*, единично отмечены *Pinus sec. Strobos*, *Picea sec. Omorica*; участие пихты

постепенно уменьшается. Содержание пыльцы широколиственных пород: *Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus* и *Tilia* в составе спорово-пыльцевых спектров резко уменьшается.

**Зона  $L_5$**  характеризуется постепенным увеличением участия пыльцы ели (от 18 до 37%), возрастает присутствие *Picea obovata*, а также сосны *Pinus sibirica* и пихты (*Abies sibirica*). В составе палинофлоры ( $L_4$ - $L_5$ ) отмечается резкое уменьшение участия термофильных видов, в том числе широколиственных пород и увеличение роли сосны, ели и берез. С ухудшением климатических условий распространяется темнохвойная тайга с *Picea abies*, с участием сибирских видов *Picea obovata*, *Abies sibirica*, сосны сибирской *Pinus sibirica*.

**Зона  $L_6$**  (гл. 97,0-96,0 м) – сосны и берёзы, характеризует заключительный этап лихвинского межледниковья, выделена в верхней части алевритов. Представлена двумя образцами, с глубин 96,0-96,5 м. В это время, вероятно, произошла быстрая регрессия озёрного водоёма и верхняя часть алевритов подверглась размыву. Господствует сосна, возрастает участие берёз, резко сокращается присутствие ели. Увеличивается роль тундровых видов: *Betula nana*, *Alnaster fruticosus*, *Polemonium boreale*, *Thalictrum alpinum*, *Lycopodium appressum*, *Selaginella selaginoides*. Отмечается небольшое увеличение ксерофитов – полыни, маревых, господствуют осоковые, разнотравье. Среди спор – зеленые мхи. Состав палинофлоры характеризует дальнейшее ухудшение климатических условий. Выше отложений лихвинского межледниковья (84,3 м до 96,0 м) залегают стадияльные и межстадияльные отложения времени вологодского ледниковья.

**Диатомовая флора.** В чёрных алевритовых глинах (109,2-114,1 м) и алевритах с углефицированными растительными остатками (96,0-109,2 м), определена богатая диатомовая флора около 200 пресноводных видов и разновидностей. Преобладают планктонные виды рода *Melosira* (14 видов и разновидностей). Доминирует *Melosira distans* var. *alpigena*, *M.italica* var. *curvata*, *M.islandica* subsp. *helvetica* (споры) *Cyclotella kuetzingiana*, *Stephanodiscus astraea* var. *minulutus*. С меньшей встречаемостью отмечена *Melosira scabrosa*, *M.undulatum*, *Cyclotella comta* var. *radiosa*, *Stephanodiscus dubius*, *St.niagarae*. Формы донных и обрастающих очень разнообразны по видовому составу, но имеют низкие количественные оценки. Из них чаще других встречаются *Tetracyclus emarginatus*, *T. lacustris*, *Tabellaria fenestrata*, виды *Cocconeis*, *Diploneis*. Наибольшим количеством видов и разновидностей характеризуются роды *Fragillaria*, *Achnanthes*, *Navicula*. Состав диатомей говорит о том, что в период образования осадков существовало большое пресноводное озеро. Наиболее оптимальные условия существования диатомей были в период образований черных глин, зоны ( $L_2$ - $L_3$ ), совпадающие с климатическим оптимумом межледниковья.

**Остракоды.** В тех же чёрных глинах определены пресноводные остракоды *Cytherissa lacustris* Sars., *C.sp.*, *Candona sp.*, а также неопределённые обломки остракод и семена растений. Вид *Cytherissa lacustris* Sars. – типично озёрная форма, указывающая на пресноводные условия образования осадка. Наибольшее скопление раковин этого вида (до 40 экз.) выделено на глубине 109,0 м.

**Выводы.** Анализируя состав палинофлоры лихвинского межледниковья Северо-Запада, возможно сделать следующие выводы:

1. Основной фон флоры составляют бореальные евроазиатские: *Pinus sylvestris* и европейско-средиземноморские виды хвойных: *Abies alba*, *Picea abies*; – существенное участие в период климатического оптимума межледниковья принимали неморальные европейско-средиземноморско-кавказские виды: *Carpinus betulus*, *Quercus robur*, *Q. Pubescens*, *Ulmus laevis*, *Tilia patyphyllos*, *Fagus silvatica*, *Corylus avellana*, восточно-азиатские: *Osmunda cinnamomea*, *Onoclea sensibilis*. Присутствуют показательные виды лихвинского межледниковья восточно-азиатского происхождения: *Ligustrina amurensis*, *Sambucus ebulus*, европейские: *Viburnum opulus* и др. [1]; – в незначительном количестве отмечены балкано-колхидские элементы флоры: *Pinus sec. Strobilus*, *Picea sec. Otophica* и европейско-средиземноморские: *Picea sec. Cembra*, представителей северо-американских элементов флоры не отмечено.

2. К особенностям флоры относятся: – значительное участие хвойных (ели и сосны), на протяжении всего межледникового времени, в том числе в период климатического оптимума. В разрезах восточных районов (Пичуг, Парфеньево, Трубайка и др.) и северо-востока (руч. Грязный и др.) ель доминирует во время всего лихвинского межледниковья ( $L_1$ - $L_3$ ); в западных и юго-западных районах (Высоцкое, Михеево, Максимцево и др.) – возрастает роль сосны; – характерно участие пихты и граба и их кульминация в период климатического оптимума. В восточных и северо-восточных районах СЗ, пихта кульминирует после кульминации граба, в западных и юго-западных – кульминация пихты и граба происходит одновременно; – характерно присутствие сибирских видов: *Pinus sibirica*, *Picea obovata*, *Abies sibirica*, в разрезах р. Грязный (скв. 361) и Пичуг в зоне  $L_5$ , а участие *Larix* (зона  $L_6$ ) в разрезах западных районов (д. Михеево, Максимцево, Высоцкое).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ананова Е.Н., Культина В.В. Межледниковая флора лихвинского стратотипа // Проблемы палеогеографии. – Л.: Изд-во Лен. ун-та, 1965. – С. 57-78.
2. Буслович А.Л., Васильева Н.С., Котлукова И.В., Ладышкина Т.Е., Семичева В.И., Хомутова В.И. Нижне-среднеплейстоценовые отложения на Двинско-Вятском водоразделе // История озёр в плейстоцене. –Л.: Наука, 1975. – С. 99-107.

**НОВЫЕ РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ОСТАТКОВ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ  
МЛЕКОПИТАЮЩИХ АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ В СВЯЗИ С РЕКОНСТРУКЦИЯМИ  
ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ**

**Пономарев Д.В.<sup>1</sup>, ван Кольфсхотен Т.<sup>2</sup>, Маркова А.К.<sup>3</sup>, ван дер Плихт Й.<sup>2,4</sup>**

<sup>1</sup> *Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, ponomarev@geo.komisc.ru*

<sup>2</sup> *Лейденский университет, Лейден, Нидерланды*

<sup>3</sup> *Институт географии РАН, Москва*

<sup>4</sup> *Гронингский университет, Гронинген, Нидерланды*

**NEW RADIOCARBON DATES OF LATE QUATERNARY MAMMALS IN THE ARKHANGELSK  
REGION IN CONNECTION WITH RECONSTRUCTIONS OF THE LAST GLACIATION  
IN THE EASTERN EUROPE**

**Ponomarev D.V.<sup>1</sup>, van Kolfschoten T.<sup>2</sup>, Markova A.K.<sup>3</sup>, van der Plicht J.<sup>2,4</sup>**

<sup>1</sup> *Institute of Geology, Komi SC, RAS, Syktyvkar*

<sup>2</sup> *Leiden University, Leiden, Netherlands*

<sup>3</sup> *Institute of Geography RAS, Moscow*

<sup>4</sup> *Groningen University, Groningen, Netherlands*

В рамках проекта COMSEC – The collapse of the mammoth steppe ecosystem, направленного на выявление пространственно-временных особенностей распространения млекопитающих на территории Северной Евразии при переходе от плейстоцена к голоцену, было проведено AMS датирование костей мамонта, бизона и овцебыка из краеведческого музея г. Архангельска. Все костные остатки найдены на бечевнике рек и в переработанном материале горных выработок, т. е. без привязки к конкретным геологическим телам. Всего Х. ван дер Плихтом (университет г. Гронингена, Нидерланды) было датировано 12 образцов, возраст которых изменяется от 45970 до 21690 калиброванных лет назад (табл.).

Таблица. AMS датировки костных остатков позднечетвертичных млекопитающих из Архангельского областного краеведческого музея

Музейный номер	Местонахождение	Материал	Датировка, радиоугл. лет	sigma+	sigma-	Лаб. номер	Датировка, калибр. лет (1-sigma)
11685	Топса	Зуб мамонта	24430	110	110	GrA 42197	29440-29280
218/59	Красноборск	Зуб мамонта	21690	120	110	GrA 42199	26140-25890
10682(1)	Красноборск	Череп бизона	42400	550	450	GrA 42200	45970-45250
10682(2)	Красноборск	Череп бизона	39350	370	330	GrA 42201	43810-43180
10628	Красноборск	Череп овцебыка	41860	500	420	GrA 42204	45590-44940
23774	Мегра	Зуб мамонта	31690	200	180	GrA 42205	36540-36270 35800-35690
6997	Богослово	Зуб мамонта	29530	150	150	GrA 42206	34590-34120
19029(1)	Архангельск	Зуб мамонта	34590	240	220	GrA 42207	39980-39200
19029(2)	Архангельск	Зуб мамонта	18300	70	70	GrA 42227	22020-21690
216/60(1)	Вайгач	Зуб мамонта	24550	120	120	GrA 42209	29500-29360
216/60(2)	Вайгач	Зуб мамонта г	32150	210	160	GrA 42211	36750-36520
6998	Степаница	Зуб мамонта	28080	140	130	GrA 42210	32530-32000

Одним из интересных и важных следствий этого материала является значение его для выявления распространения в регионе и хронологии восточного фланга последнего Скандинавского ледника. Большая часть датировок находится в хронологических и географических пределах границ последнего оледенения по данным большинства исследователей [1, 2, 3, 4, 5, и др.], ожидаемо укладываясь в пределы ИКС 3. Самые интересные датировки сделаны по остаткам мамонта из Двинской Топсы –  $24\,430 \pm 110$  (GrA 42197), Вайгача –  $24\,550 \pm 120$  (GrA 42209) и Архангельска –  $18\,300 \pm 70$  (GrA 42227), которые приходятся на начало и максимум похолодания последнего оледенения. Эти данные указывают на то, что даже северная часть территории Архангельской области не перекрывалась льдами Скандинавского оледенения в интервале 43 000-18 000 л. н. (50 000-22 000 калибр. л. н.). Сравнивая полученные данные с реконструкциями последнего оледенения в регионе, очевидно, что они говорят в пользу «минималистской» точки зрения [1, 3 и др.]. Часть находок располагается во временных и пространственных пределах оледенения по данным «максималистских» представлений [3, 5, 6, 7, 8] и, таким образом, не согласуются с этой точкой зрения. Наши данные также не подтверждают известного мнения о достижении северо-восточным краем Скандинавского ледника своего максимального положения около 24000 л. н. [4].

Работа выполнена при поддержке NWO № 47.009.004, NWO-РФФИ № 07-05-92312, РФФИ 10-05-00111 и программы Президиума РАН, проект № 09-П-5-1012.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Demidov I. N., Houmark-Nielsen M., Kjær K. H., Larsen E. The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics // *Boreas*. – 2006. – V. 35. – P. 425-443.
2. Grosswald M.G. Late-Weichselian ice sheets in Arctic and Pacific Siberia // *Quaternary International*. – 1998. – V. 45/46. – P. 3-18.
3. Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I., Demidov I., Dowdeswell J. A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort, C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H. W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K. H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J. P., Lyså A., Mangerud J., Matioushkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M. J., Spielhagen R. F. and Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. – 2004. – V. 23. – P. 1229-1271.
4. Velichko A.A., Faustova M.A., Gribchenko Yu.N., Pisareva V.V., Sudakova N.G. Glaciations of the East European Plain – distribution and chronology // *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part I: Europe* / Ehlers J., Gibbard P. L. (eds.). – Amsterdam: Elsevier, 2004. – P. 337-354.
5. Арсланов Х.А., Лавров А.С., Никифорова Л.Д. О стратиграфии геохронологии и изменении климата среднего и позднего плейстоцена и голоцена на северо-востоке Русской равнины // *Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины*. – М.: Изд-во АН СССР, 1981. – С. 37-52.
6. Арсланов Х.А., Бердовская Г.Н., Зайцева Г.Я. и др. О стратиграфии, геохронологии и палеогеографии средневалдайского интервала на северо-востоке Русской равнины // *Докл. АН СССР*. – 1977. – Т. 233. – № 1. – С. 188-191.
7. Лавров А.С. Кольско-Мезенский ледниковый поток // *Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы*. – М.: Наука, 1977. – С. 83-89.
8. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. – М.: Аэрогеология, 2005. – 222 с.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ВЫСОКОЙ НОВЕЙШЕЙ СЕЙСМОГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ АРАЛО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

**Попков В.И.**

*ГОУ ВПО Кубанский государственный университет, Краснодар, geoskubsu@mail.ru.*

## GEOLOGICAL ILLUSTRATIONS OF ARAL-CASPIAN REGION'S LATEST SEISMODYNAMIC HIGH ACTIVITY

**Popkov V.I.**

*SEI HPE Kuban State University, Krasnodar*

В предшествующих публикациях [1, 2 и др.] были описаны многочисленные примеры складчато-надвиговых и сдвиговых дислокаций, развитых в мезозойских отложениях западных районов Туранской плиты. Выделены целые области, где структуры горизонтального сжатия определяют общий стиль тектоники осадочного чехла. В то же время для кайнозойских отложений подобная информация до последнего времени практически отсутствовала и лишь на основании проявления в них отдельных фронтальных складок, а также отражения последних в современном ландшафте делался вывод о продолжающейся жизни многих структур данного типа и на неотектоническом этапе развития молодой платформы. При проведении полевых исследований удалось обнаружить убедительные доказательства, подтверждающие этот тезис.

1. Узунбасские дислокации. Представляют собой субширотную зону надвигов, развитых в отложениях эоцена, состоящую из трех линий складчато-надвиговых дислокаций. Данная зона прослежена на расстоянии 4,5 км. Фронт надвигов извилистой формы, приближенно следующий рельефу местности. Углы наклона надвига колеблются от 9 до 35°, но уже на расстоянии 3-6 м от фронтальной части происходит резкое выполаживание как слоев эоцена, так и самого разрыва с переходом в субгоризонтальное залегание (рис. 1). Видимая амплитуда горизонтального перекрытия 4-6 м, иногда достигает 12 м. Движение по надвигам сопровождалось образованием тектонической глинки трения, в отдельных случаях во фронтальной части надвига развита зона дробления (до 1,5-2 м). Более глинистые прослои часто несут следы тектонического нагнетания пластичных масс, в результате чего наблюдается раздув их мощности, образуются многочисленные будинированные пластины мергелей, рассеченные густой сетью полого наклоненных трещин. Местами породы почти полностью



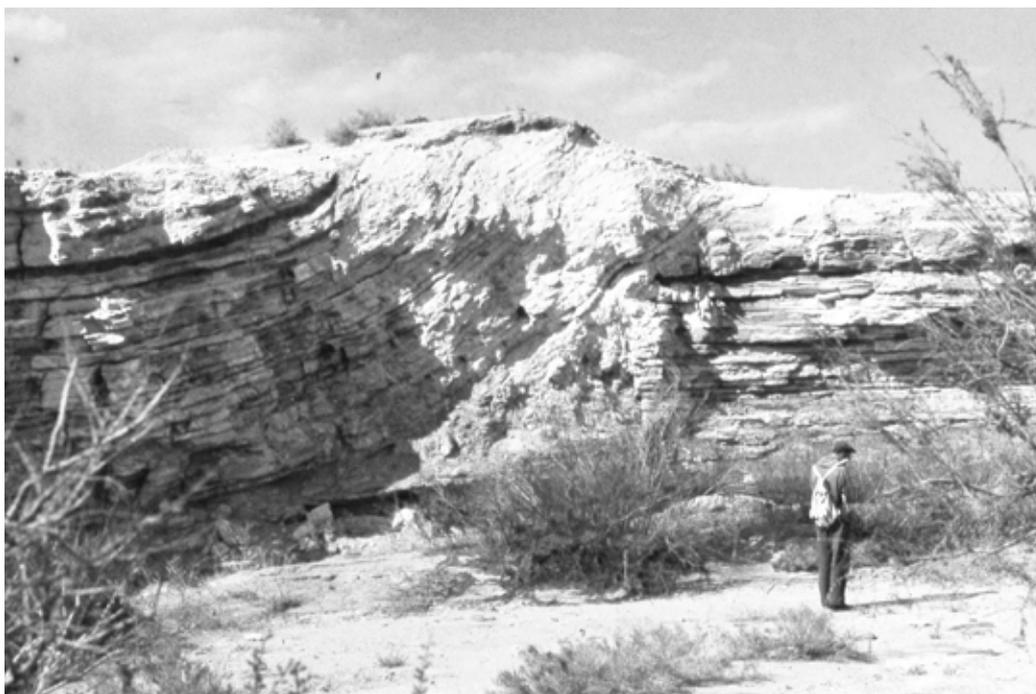


Рис. 1. Узунбасский надвиг.

раздроблены и перетерты, что может указывать на проскальзывание отдельных более жестких блоков, слагающих аллохтон.

Поверхность основного срыва не является горизонтальной, что можно наблюдать в одном из обнажений левого борта Узунбасского оврага, где на расстоянии около 75 м эрозией вскрыт фронт надвига. Простираение русла оврага здесь практически совпадает с простиранием фронта надвига. В левой части обнажения аллохтон образует пологую моноклираль, наклоненную под углом в  $10^\circ$  к юго-востоку. В зоне разрыва образована мало-мощная глина трения (15-20 см). В правой части разрыв имеет чашеобразную форму, а мергели шорымской свиты образуют синформу шириной 45 м, где слои субпараллельны поверхности сместителя. Примечательно, что в автохтоне слои имеют горизонтальное залегание вне зависимости от характера поведения подошвы аллохтона. Это говорит о том, что волнистый характер поверхности срыва имеет первичную природу и не связан с последующими складкообразовательными движениями. Амплитуда «волны» 4,0 м.

Южная линия дислокаций представляет собой узкую, линейную ( $800 \times 100$  м), опрокинутую принадвиговую складку. Углы наклона слоев верхов эоцена в южном крыле достигают  $23-45^\circ$ . По мере удаления от фронта надвига слои быстро выполаживаются, переходя в горизонтальное залегание. Перекрываются они глинами олигоцена, лежащими также горизонтально. В подвернутом (северном) крыле слои наклонены под углом  $45^\circ$ , местами до  $68^\circ$ . В пределах фронтальной части надвига в большом количестве распространены эллипсоидно деформированные диски позвонков акул.

Надвиги активны в новейшее время. Об этом свидетельствует отражение фронтальных частей в дневной поверхности в виде топографических поднятий, огибаемых руслом р. Аши. В промоинах видно надвигание мергелей эоцена на четвертичные отложения. Видимая амплитуда горизонтального перекрытия – 1,5 м.

Помимо описанных складчато-надвиговых дислокаций, в рассматриваемом районе имеют место и сдвиги. Наиболее выразительны они во фронтальной части надвига, обнаженного в устье оврага Узунбас. Здесь среди поля бурых глин шорымской свиты, слагающих аллохтон, развиты линейные зоны смятия, имеющие более темную окраску. В их пределах глины перемяты, уплотнены, интенсивно кальцитизированы. Ширина зоны сдвига — от 15 до 50-60 см. Ориентированы они примерно вкрест простирания надвига и не следятся за его фронтальной частью.

2. Жилгабайские дислокации. Вдоль западного обрыва неогенового плато в районе урочища Жилгабай простирается в север – северо-западном направлении крупная ( $1,5 \times 0,1$  км) асимметричная складка: восточное крыло более пологое ( $30^\circ$ ), западное – более крутое, где наклонно залегающие ( $35-40^\circ$ ) слои адаевской свиты (верхи эоцена) контактируют с горизонтально лежащими глинами олигоцена. В отдельных случаях слои эоцена имеют запрокинутое залегание. К юго-востоку простирается гряда (около 3 км), сложенная нижними горизонтами олигоцена и мергелями эоцена. Углы падения слоев  $10-20^\circ$  к северо-востоку.

3. Тарлинские складки. В районе колодцев Тарлы среди поля бурых олигоценых глин обнажены белые мергели адаевской свиты эоцена, слагающие ядерные части четырех складок. Северная складка ( $1,3 \times 0,2$  км)



Рис. 2. Северная Тарлинская складка. В сводовой части рельеф обращенный. Фото автора, сделано с самолета при аэровизуальных наблюдениях.

дугообразной формы, выгнута к востоку (рис. 2). Углы наклона слоев до  $70-75^\circ$ , восточное крыло запрокинуто. Вторая складка кулисообразно подставляет северную, составляя с ней единую линию длиной около 2 км. Антиклиналь асимметрична: на восточном крыле слои залегают близвертикально, на западном – под углом  $50-52^\circ$ .

Третья складка ( $2,0 \times 0,2$  км) расположена к востоку от предыдущих. На западном крыле углы наклона слоев крутые ( $79^\circ$ ), местами слегка подвернуты. В юго-западной части слабонаклоненные ( $5-7^\circ$ ) горизонты олигоцена приведены в тектоническое соприкосновение с близвертикально залегающими одновозрастными образованиями юго-восточного крыла предыдущей складки.

В юго-восточной части Тарлинского района моноклинально залегающие отложения эоцена и олигоцена образуют субширотную пилообразную гряду, протяженностью около 1 км, являющуюся северным крылом



Рис. 3. Ушкуйонская сейсмотектоническая дислокация. На заднем плане вертикально поставленная глыба неогена, на переднем – продолжение зоны дислокаций.

складки. Южное крыло снивелировано эрозией. На северном крыле слои наклонены под углом до  $60^\circ$ , на южном залегают близвертикально. В целом складка имеет форму дуги ( $2,3 \times 0,15$  км), выгнутой к югу. Вместе с предыдущими складками она образует сложную веерообразную систему дислокаций.

В ряде мест от размыва сохранилась «нашлепка» среднего миоцена, залегающая горизонтально с четко выраженными следами перерыва в осадконакоплении на различных горизонтах палеогена, что позволяет четко датировать возраст дислокаций.

4. Ушкуюнская сейсмотектоническая дислокация (рис. 3). Находится в северо-западной части Южно-Мангышлакского плато. У крупного мыса, вдающегося с севера в овраг Ушкую, располагается крупная ( $15 \times 15 \times 50$  м) опрокинута набок глыба известняков неогена. Контактует она с нормально залегающими глинами майкопа через мощную (15 м) зону дробления. Верхняя часть ее (6 м) сложена брекчированными известняками неогена. Размер обломков от первых см до 2-3 м. В средней части (5-6 м) в глинистый матрикс погружены хаотично расположенные обрывки пластов неогена, которые обволакиваются интенсивно деформированными и рассланцованными глинами и аргиллитами олигоцена. Среди глинистого матрикса присутствуют отдельные катуны (1,0-1,5 м), испытавшие тектоническое вращение. Сложены они теми же породами, что и матрикс, но имеют свою внутреннюю сферическую текстуру. Нижняя часть зоны смятия (2-3 м) образована глинами майкопа, которые имеют сланцеватый облик. Таким образом, внутренняя структура зоны смятия несет в себе отчетливые отпечатки тектонического течения горных пород, а сами образования напоминают терригенный меланж, образующийся в основании тектонических пластин.

Зона смятия трассируется к западу и востоку от данного пункта и в плане совпадает с фронтальной частью крупного Жетыбайского надвига, выявленного в триасовых отложениях.

Анализ конкретной геологической ситуации свидетельствует о том, что образование трех первых групп дислокаций произошло в предсреднемиоценовое время, когда на обширных пространствах запада Туранской плиты проявился мощный импульс тангенциального сжатия, направленный со стороны Альпийского складчатого пояса и сыгравший чрезвычайно важное значение в формировании региональной структуры молодой платформы [2]. Отражение ряда складок и надвигов в современном ландшафте, наличие таких структур, как Ушкуюнская и др. свидетельствует о том, что территория испытывает и в новейшее время воздействие тангенциальных напряжений, направленных с юга – юго-запада, разрядка которых может сопровождаться сейсмическими толчками. Имеющиеся сейсмологические наблюдения и исторические факты подтверждают этот вывод.

Работа выполнена при поддержке РФФИ: гранты 11-05-00857-а; 09-05-96502-р\_юг\_a и проекта «Развитие научного потенциала высшей школы» № 2.1.1/3385.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Попков В.И. Внутриплитные структуры бокового сжатия // Геотектоника. – 1991. – № 2. – С. 13-27.
2. Попков В.И. Чешуйчато-надвиговые и складчатые дислокации запада Туранской плиты // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1991. – Т. 66. – Вып. 6. – С. 32-43.

## О ГЕНЕЗИСЕ КАРАГИИНСКОЙ БЕССТОЧНОЙ ВПАДИНЫ (МАНГЫШЛАК)

**Попков В.И.**

*ГОУ ВПО Кубанский государственный университет, Краснодар, geoskubsu@mail.ru*

## ABOUT KARAGIINSK CLOSED DEPRESSION (MANGISHLAK)'S GENESIS

**Popkov V.I.**

*SEI HPE Kuban State University, Krasnodar*

Одной из характернейших особенностей рельефа Арало-Каспийского региона является развитие многочисленных бессточных впадин. Их размеры и глубина колеблются в широких пределах. Здесь можно встретить как небольшие блюдцеобразные понижения в рельефе глубиной в несколько метров, так и более крупные котловины площадью в десятки квадратных километров и глубиной более 200 м. Наиболее грандиозной является Карагиинская впадина, располагающаяся в пределах Южно-Мангышлакского плато. Ее площадь свыше  $1500 \text{ км}^2$ , а превышение восточного борта над днищем достигает 230 м. Минимальная отметка находится в районе сора Батыр и составляет минус 132 м ниже уровня мирового океана.

Сведения о бессточных впадинах Закаспия появились в российской научной литературе более 90 лет назад. Пожалуй, первой работой, в которой заостряется вопрос о закономерностях их размещения, является публикация М.В. Баярунаса 1917 г., в которой говорится: «Все значительных размеров впадины расположены по

линиям определенного направления, что как будто бы указывает на связь их с тектоническими направлениями Каратау» [1, с. 42].

В последующие десятилетия проблема происхождения бессточных впадин затрагивалась в публикациях многих исследователей [2-11 и др.]. Были предложены различные точки зрения по данному вопросу. В качестве основных и наиболее аргументированных можно назвать следующие модели.

1. Взаимосвязь с тектоническими деформациями, приведшими к нарушению сплошности бронирующего неогенового покрова, с последующим образованием обращенного рельефа [1, 5, 6 и др.].
2. Суффозионно-карстовый генезис [2, 9 и др.].
3. Эрозионная деятельность древних рек [6].
4. Гидродинамическая модель [4], связывающая образование впадин с восходящими потоками глубинных напорных вод, взламывающих карбонатную «броню» неогена.



Рис. 1. Погребенные сейсмогравитационные дислокации в отложениях олигоцена, обнаруженные в результате вскрышных работ.

Эти и другие модели формирования бессточных впадин детально проанализированы в недавних работах [8, 11]. При этом каждый из авторов отдает предпочтение собственным воззрениям на данную проблему и считает ее практически решенной. Тем не менее, приходится констатировать, что как и полвека назад, «к настоящему времени связь крупных впадин с геологическими структурами уже не вызывает сомнения, хотя имеются значительные расхождения в вопросе о том, на каких именно структурах они формируются... Не меньше разногласий вызывает вопрос о том, какой экзогенный рельефообразующий фактор был основным в формировании бессточных котловин» [5, с. 134]. С появлением новых геологических данных наши знания и представления о происхождении этих уникальных геологических объектов будут расширяться и, возможно, изменяться. В связи с этим остановимся на некоторых интереснейших геологических фактах, которые ранее не были известны.

В пределах впадины Карагие в середине прошлого века были открыты крупные ураново-редкометалльные месторождения, находившиеся в разработке несколько десятилетий. Вследствие этого многие фактические данные по геологии этого района были малоизвестны широкой геологической общественности. В 1992 г. на одном из карьеров произошло оползание его борта на расстоянии около 400 м. Выяснением причины случившегося занимались многие специалисты. В качестве консультанта был приглашен и я. При изучении геологии карьера мной были обнаружены погребенные эрозионные врезы и сейсмогравитационные дислокации (рис. 1) в глинах майкопской серии (олигоцен-нижний миоцен), выполненные грубыми обломками отложений неогена и оказавшимися обнаженными в результате вскрышных работ, сеймотектонические деформации, известные в северных районах впадины и детально нами изученными (Ушкунские и Узунбасские дислокации), многочисленные листрические сбросы.

Наиболее интересным явилось обнаружение в одном из бортов карьера мощного глиняного диапира размером в десятки метров (рис. 2). Свод его был вскрыт в результате выработки предшествующего яруса, а бок был обнажен роторным экскаватором. По своему виду он напоминал гигантское яйцо с блестящей не



Рис. 2. Глиняный диапир.

успевшей еще подвергнуться выветриванию поверхностью. Сложен он, как и вмещающие породы, майкопскими глинами. Глины деструктурированы, комковатые, в то время как вмещающие имеют тонкую слоистость. Поверхность диапира разбита полигональной системой трещин, не выходящими за его пределы. Граница с вмещающими породами очень четкая. С внешней стороны диапира выделяется зона тектонического контакта шириной в несколько метров. Породы перемяты. Встречаются многочисленные зеркала скольжения, трещины, выполненные гипсом и кальцитом, не проникающими в диапир.

Таким образом, в образовании бессточных впадин, наряду с вышеперечисленными факторами, на начальных этапах их развития важную роль могли сыграть и сеймотектонические процессы, а также глиняный диапиризм, приводящие к потере прочности бронирующих карбонатно-терригенных толщ неогена в результате их растрескивания и взламывания. Примечательно, что в районе сора Батыр (наиболее глубокая часть Карагинской впадины) известны небольшие грязевые грифоны.

Работа выполнена в рамках проектов 2.1.1/3385 «Развитие научного потенциала высшей школы (2009-2010 гг.)», РФФИ: 11-05-00857, 09-05-96502-р\_юг\_а.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баярунас М.В. Безотточные впадины Южного Мангышлака // Изв. Рос. геогр. о-ва. – 1917. – № 53. – С. 1-44.
2. Волчегурский Л.Ф. О структурном положении и генезисе бессточных впадин Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1958. – Т. 33. – Вып. 6. – С. 109-117.
3. Геллер С.Ю. К вопросу о происхождении бессточных впадин // Пробл. физ. географии. – 1937. – Вып. 5. – С. 151-159.
4. Иванчук П.П. О роли напорных вод в разрушении сводов платформенных поднятий западной части Средней Азии в неогеновую эпоху // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1964. – Т. 39. – Вып. 1. – С. 132-145.
5. Клейнер Ю.М. Новые данные о происхождении бессточных впадин // Докл. АН СССР. – 1962. – Т. 147. – № 2. – С. 434-437.
6. Личков Б.Л. Об ископаемых реках и безотточных впадинах // Зап. Киевского о-ва естествоиспытателей. – 1927. – № 27. – Вып. 2. – С. 49-72.
7. Попков В.И., Праздников А.В., Тимурзиев А.И. Новейшая разломная тектоника Мангышлака // Докл. АН СССР. – 1982. – Т. 262. – № 2. – С. 423-425.
8. Шарков А.А. О генезисе бессточной впадины Карагие Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 2008. – Т. 83. – Вып. 2. – С. 26-39.
9. Шлезингер А.Е., Плещеев И.С. История формирования рельефа Мангышлака и связь его с основным и структурами // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1959. – Т. 34. – Вып. 3. – С. 61-74.
10. Шолохов В.В. Бессточные впадины и денудационные депрессии и их связь с геологическими структурами // Тр. НИЛнефтегаза. – 1964. – Вып. 12. – С. 157-160.
11. Шолохов В.В. О происхождении бессточных впадин Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 2006. – Т. 81. – Вып. 5. – С. 57-66.

**К ВОПРОСУ О ФОРМИРОВАНИИ СОВРЕМЕННОГО СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО  
ОБЛИКА КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД**

**Попков В.И.<sup>1</sup>, Сазонов И.Г.<sup>2</sup>, Коллеганова Д.А.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> ГОУ ВПО Кубанский государственный университет, Краснодар, *geoskubsu@mail.ru*

<sup>2</sup> ГОУ ВПО Северо-Кавказский государственный технический университет, Ставрополь

**ON THE ISSUE OF FORMATION OF THE CAUCASIAN MINERAL WATERS' MODERN  
STRUCTURAL GEOMORPHOLOGIC ASPECT**

**Popkov V.I.<sup>1</sup>, Sazonov I.G.<sup>2</sup>, Kolleganova D.A.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> SEI HPE Kuban State University, Krasnodar,

<sup>2</sup> SEI HPE North-Caucasian State Technological University, Stavropol

Район Кавказских Минеральных Вод принадлежит к Минераловодскому выступу, входящему в состав транскавказской зоны поднятий, пересекающей Кавказ в субмеридиональном направлении. Эта зона антикавказского направления простирается далеко за пределы Кавказа как к югу, так и к северу. К ней принадлежит Эльбрусское поднятие на Центральном Кавказе, а к северу она отмечается приподнятыми в тектоническом и геоморфологическом отношении зонами Лабино-Малкинской моноклинали, Минераловодского выступа, Северо-Ставропольского поднятия, являющихся составной частью Центрального Предкавказья.

Начиная, по крайней мере, с мезозоя, тектоническое развитие этой зоны значительно отличается от прилегающих территорий. Достаточно отметить отсутствие триасовых отложений, резкое выпадение к северу из разреза юрских и нижнемеловых отложений.

Значительные отличия геологического развития показательны и для кайнозойского времени, включая новейший и современный этапы тектонического развития. Особенно это относится к новейшему магматизму Минераловодского выступа, который, вероятно, синхронизирован с магматизмом Эльбрусским. Правда, эта синхронизация признается далеко не всеми. В данной статье дается характеристика событий самых последних этапов развития Минераловодского выступа.

Наиболее детально особенности геологического строения Минераловодского выступа освещены в монографии Соболевой Н.Д., Лебедева-Зиновьева А.А., Назаровой А.С. [1]. В данной работе, как и в более ранних исследованиях магматизма на Минераловодском выступе, делается вывод, что магматизм проявил себя в караганско-сарматское время (10-12 млн. л. н.). Тогда, в результате четырех актов внедрения, возникли все лакколлиты Пятигорья, образовавшими мощные горные поднятия, даже несколько более массивные и высокие, чем нынешние горы Бештау, Змейка, Машук и другие, поскольку считается, что современные высоты и очертания они приобрели за счет последующей денудации. Последняя привела к тому, что многие бывшие криптолакколлиты (Змейка, Железная, Развалка, Кинжал и др.) лишились осадочного покрова и превратились в лакколлиты с обнаженным магматическим ядром. Сомнения высказывались лишь в отношении массива Бештау, где признавалось открытое излияние магмы на поверхность и формирование в привершинной части экстрезивного купола.

Здесь уместно отметить, что некоторые исследователи, придерживающиеся вышеизложенных взглядов на формирование гор-лакколлитов Пятигорья, высказывали сомнения и приводили факты, не укладывающиеся в признанную схему. Например, И.Г. Сазонов и др. [2] отмечали несоответствие между практическим отсутствием делювия у подножия гор-лакколлитов и предполагаемой толщиной денудированных пород на их вершинах и склонах. Анализ имеющихся сведений о геологическом строении Минераловодского выступа, прилегающих территорий и, главным образом, личные исследования территории на протяжении последних 15 лет укрепили нас во мнении, что тектоническое развитие Минераловодского выступа было несколько иным, начиная именно с караган-сарматского времени.

Действительно, в это время произошло внедрение магматических диапиров в фундамент и осадочный чехол Минераловодского выступа. Вполне вероятно, что тогда же возникли и горные поднятия на месте таких внедрений, но совершенно очевидно, что они не были такими высокими как ныне, а их магматические ядра находились гораздо глубже. Ядра большинства из них перекрывались осадочными породами толщиной в сотни метров, денудация которых началась тогда же, то есть не позднее караганского времени.

К началу четвертичного времени осадочный покров был денудирован, часть магматических ядер была обнажена и они могли представлять собой магматические останцовые возвышенности на фоне относительно слабо наклоненной Предкавказской равнины. Причем территория Минераловодского выступа гипсометрически слабо отличалась от прилежащих районов, а поверхности отдельных гор-лакколлитов были сnivelированы вровень с окружающей местностью. В первую очередь это относится к поднятиям гор Лысая, Машук, Золотой Курган. На вершинах и склонах этих и других гор обнаружена гранитная и липаритовая речная галька из об-

ломков нижнемеловых и верхнеюрских пород. Эта галька свидетельствует не только о том, что поверхности этих гор совпадали по уровню с аллювиальной равниной, но и о том, что воздымание самих гор было локальным и очень молодым, послеледниковым.

Галька розовых гранитов переносится рекой Подкумок: коренное их залегание находится в районе Медовых водопадов на реке Аликоновка – притоке Подкумка. Встречается она только в современных пойменных его отложениях и в отложениях нижних (молодых) аллювиальных террас. В то же время эта галька трассирует покинутую долину Подкумка, пересекающую гору Лысую по ее юго-восточному «плечу» и поднятую на высоту порядка 300 м над современным руслом. Здесь в старом русле обнаружены эрозионные террасы, вырезанные в кампанских известняках верхнего мела, карстовые поноры со следами мощных струйных потоков, сформировавшиеся при возникновении значительных перепадов русла текущей по известнякам реки и образовавшихся в результате значительного подземного перетока.

Следует отметить, что в месте огибания древним руслом горы Лысой на высотах 300-400 м над подножьем, нами совместно с галькой обнаружены многочисленные обломки необожженной керамики, свидетельствующей о наличии здесь древнего поселения, явно когда-то расположенного на террасе реки Подкумок. Керамика нами передана в Краевой музей.

Подобная ситуация с террасами реки Подкумок сложилась и на горе Машук, где левый борт речной долины лишен террас. Следы речной долины обнаружены на «горячем» склоне горы Машук, сложенном травертинами. Здесь в основании так называемой «армянской таррасы» над травертинами найдена липаритовая галька. Таким же «странным» образом исчезают террасы реки Суркуль у подножия горы Кинжал, хотя ниже и выше по течению их насчитывается до 6-7 и легко можно проследить их общие уровни. Кстати, на горе Кинжал также обнаружены следы древнего поселения, найдены чосеры (каменные топоры), – уникальная находка для Северного Кавказа, и опять – далеко и высоко от воды.

И это не единичные примеры подобного рода. Все они свидетельствуют о мощном локальном воздымании тел лакколитов в четвертичное время. Причина этого явления недостаточно ясна. Возможно, что воздымание связано с последней тектоно-магматической активизацией Эльбрусской тектонической линии (зоны глубинного разлома), отмеченной на Эльбрусе лавовыми извержениями, возраст последних из которых оценивается 5-2,5 тыс. лет. К этому времени следует отнести и последнее значительное воздымание гор-лакколитов, по крайней мере формирование их современного облика. Магматические ядра лакколитов находились в твердом состоянии, подходившая с глубины магма выталкивала их к поверхности как пробки, местами разламывая и дробя, но на поверхность в большинстве случаев не вырывалась. Исключением может явиться гора Бештау, где найден образец настоящего обсидиана с типичной витрофильной структурой. Такое воздымание привело к появлению кольцевых и радиальных разломов, выявляемых при геологическом картировании, в том числе и нами.

О значительных вертикальных подвижках именно в консолидированном состоянии магматических тел, слагающих горы-лакколиты, говорят следующие факты: субвертикальное положение зеркал скольжения в трещинах, рассекающих магматические тела; заполнение крупных разломных зон остроугольными обломками липаритов с их последующей цементацией железистым цементом, явно более позднего гидротермального происхождения; отсутствие в современных контактах магматических ядер и вмещающих осадочных пород следов термально-контактных изменений. Это может говорить о том, что магматические тела отрывались по зонам контактов и опередили вмещающие породы в своем воздымании. Из этого следует важнейший в практическом отношении вывод о том, что если зоны разломов, часто являющиеся рудоносными, также отрывались от своих продолжений, то с поисками этих продолжений можно связывать и перспективы рудоносности, поскольку обнаженные и приповерхностные их части уже известны и исследованы.

Настоящий горячий контакт магматических пород и верхнемеловых известняков находится в кровельной части Бештаугорского магматического диапира, где он в силу как раз кровельного положения воздымался вместе с магматическими породами. Здесь известняки мраморизованы, гнездами в них произошло выделение углистого вещества за счет термального разложения кальцита, а на самом контакте они целиком превращены в углисто-графитовую массу.

Подтверждением современных тектоно-магматических событий являются также чрезвычайно высокий тепловой поток, гидротермальная активность района Кавказских Минеральных с многочисленными естественными источниками горячих подземных вод, выносящих глубинные компоненты, и его высокая сейсмичность.

Таким образом, геоморфологические и геологические особенности строения современных гор-лакколитов Пятигорья свидетельствуют об очень юном (послеледниковом) возрасте и протрузивном механизме их образования.

В практическом отношении следует обратить внимание на особенности строения гидротермальных жил, связанных с начальным этапом магматического внедрения, часть из которых может оказаться рудоносной. Продолжения этих жил в осадочных породах могли остаться в так называемых «цоколях» гор-лакколитов. Одноре-

менно следует отметить, что поисково-разведочные работы на нефть и газ, широко проводимые в 60-е-70-е гг. прошлого столетия, вряд ли могли увенчаться успехом, особенно в южной и центральной частях Минераловодского выступа, учитывая время тектонической активизации и современную раскрытость недр. В этом отношении большего внимания заслуживает северное окончание Минераловодского выступа и его ближайшее окружение.

Работа выполнена при поддержке РФФИ: гранты 11-05-00857, 09-05-96502-р\_юг\_a и проекта «Развитие научного потенциала высшей школы» № 2.1.1/3385.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Соболев Н.Д., Лебедев-Зиновьев А.А, Назарова А.С. и др. Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод. – М: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1959. – 148 с.

2. Сазонов И.Г., Гридин В.А., Дагаев Л.А. О генезисе и времени формирования гор-лаколлитов Пятигорья // Сборник научных трудов СтГТУ. Серия «Нефть и газ». Выпуск I. – Ставрополь, 1998. – С. 45-49.

### ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА ГРАНИЦЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

**Попова А.А., Субетто Д.А.**

*Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург,  
Annatoldo@yandex.ru*

### NATURAL CLIMATE CHANGES ON THE BORDER OF LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE

**Popova A.N., Subetto D.A.**

*A.I. Herzen State Pedagogical University, Sant-Peterbur*

Изучение роли межледникового голоценового этапа в истории развития природно-климатических обстановок Земли важно как для решения научно-прикладных задач, так и в общегеографическом плане. Главное прикладное значение исследования климатов прошлого – это верификация модельных оценок климатических изменений в будущем. Соотношение длительности последнего Валдайского (Вюрмского или Висконсинского) оледенения и голоцена составляет 7,5:1, что только подчеркивает важность этого непродолжительной по геологическим меркам межледниковой эпохи, объединившей важные события развития природной среды и человеческого общества в единый комплекс.

Одной из основных целей научных исследований является выявление объяснение спусковых механизмов смены ледниковой эпохи межледниковой. Накопленная информация по вопросам палеогеографии позднеледниковья и голоцена требует интерпретации и обобщения.

Нижняя граница голоцена несколько расплывчата, так как переход от плейстоцена к голоцену был растянут во времени приблизительно на 3500 лет [7] и происходил неодновременно на разных территориях. За начало голоцена принято считать отступление края ледника от конечных морен Сальпаусселькя на юге Финляндии, которое датируется возрастом 11500 кал. лет назад [12].

В вопросе периодизации голоцена общепринятой является схема Блитта-Сернандера, созданная для Скандинавии, но позднее широко распространившейся. Согласно этой схеме, голоцен делится на несколько периодов, выделенных по режимам температуры и влажности (табл. 1). Примечательно, что на фоне общего тренда потепления выделяются короткие циклические изменения климата от влажного к сухому или от холодного к теплему [12].

Таблица 1. Схема Блитта-Сернандера, отражающая смену режимов температура / влажность в голоцене [12]

Период	Климат	Примерный возраст
<i>Пребореальный (PB)</i>	<i>Холодный / сухой</i>	<i>11500 – 10500</i>
<i>Бореальный (BO)</i>	<i>Тёплый / сухой</i>	<i>10500 – 7800</i>
<i>Атлантический (AT)</i>	<i>Тёплый / влажный</i>	<i>7800 – 5700</i>
<i>Суббореальный (SB)</i>	<i>Тёплый / сухой</i>	<i>5700 – 2600</i>
<i>Субатлантический (SA)</i>	<i>Холодный / влажный</i>	<i>2600 – настоящее время</i>



Голоцен, хоть и является короткой в геологическом смысле эпохой, объединяет в себе целый ряд событий природно-антропогенного характера: глобальное потепление, установление современной зональности почв и растительности, повышение уровня Мирового океана, освоение человеком новых территорий и др.

Голоцен выделяется, прежде всего, как более теплый период, следующий за плейстоценом и охватывающий период времени до наших дней. При этом с конца позднеледниковья наблюдается хорошо выраженная тенденция к потеплению, приводящая к оптимуму голоцена 5-6 тыс. л. н., после которого тенденция сменяется на обратную [7]. Таким образом, можно говорить о голоцене как о последнем межледниковье, оптимум которого уже прошел. Примечательно, что для гумидных умеренных широт Южного полушария, в отличие от умеренных широт Северного, было характерно более раннее положение термического оптимума голоцена – около 8-6 кал. тыс. л. н. [3].

В дрейфе ВГП (виртуальный геомагнитный полюс) прослеживается закономерность: при удалении траектории полюса от территории Северной Европы в этом регионе наблюдалось похолодание, при приближении – потепление. Так, до 7600 лет назад было относительно прохладно (дрейф ВГП по направлению Шпицберген – СГП – Чукотка - Аляска). Атлантический период характеризуется двукратным приближением ВГП к территории Европы (АТ-1 и АТ-3), что коррелируется с оптимумом голоцена, причем более позднее приближение проходило у северо-восточного берега Гренландии. Та же закономерность характерна и для позднего голоцена: два цикла потепления и три цикла похолодания соответствуют приближению или удалению траектории ВГП от территории Европы [1].

Начало голоцена ознаменовалось отступанием четырех крупных ледниковых щитов, существовавших во время Валдайского оледенения: Скандинавского, Гренландского, Лаврентийского и Кордильерского [7].

Деградация ледниковых щитов вызвала повышение уровня Мирового океана, которое составило примерно 120 м к моменту наступления оптимума голоцена [8]. Позднее наблюдалось лишь колебание отметок вокруг современного уровня. Наибольшая скорость эвстатического подъема могла наблюдаться в раннем голоцене из-за интенсивного поступления в океан талых ледниковых вод – 20-25 мм в год [6].

Таяние больших масс льда вызвала и другой процесс – гляциоизостатическое поднятие суши, имевшее более медленный отклик. В вершине Ботнического залива это поднятие составило 250 м за последние 9000 лет, и, по-видимому, составит здесь в будущем еще около 200 м. [7]. Взаимодействие эвстатического и гляциоизостатического колебаний можно проследить на примере Балтийского моря. В конце плейстоцена на его месте образовалось Балтийское Ледниковое озеро. Около 12000 кал. л. н. [4] произошло переполнение котловины и сброс вод в океан, Балтика превратилась в морской залив – Иольдиевое море, получившее название по солонowodному моллюску *Ioldia Arctica*. Повторная изоляция водоема произошла около 10600 л. н., когда поднятие суши опередило повышение уровня океана. Вторичное пресное озеро было названо Анциловым. Около 8000 л. н. произошел повторный сброс вод, сформировавший Литориновое море, явившееся прямым предшественником Балтийского [7]. Стоит упомянуть о спуске приледниковых бассейнов в позднеледниковье – Балтийского ледникового озера и озера Агассиса в Северной Америке на границе аллереда и позднего дриаса, – вызвавшего быстрое и резкое похолодание [9].

На границе позднего плейстоцена и голоцена наблюдается активизация вулканической и сейсмической деятельности, что может быть связано с быстрым освобождением обширных районов суши от больших ледниковых масс и возникновением отрицательных гравитационных аномалий [4, 7, 8]. Эти вопросы требуют дальнейшего изучения. Кроме того, вулканические извержения могли явиться не только следствием климатических изменений указанного периода, но и далее влиять на глобальный и региональный климат [12]

Уже с дриасового времени происходило изменение экологической зональности, эколого-климатическое районирование постепенно приобретает современный широтный вид. Основным направлением природных изменений было потепление, резкий рост влажности и постепенное облесение больших территорий, в частности Фенноскандии. Причем, первыми на территории поселялись кустарники, а из древесных пород - березы, для которых характерна наибольшая адаптивность, и лишь потом происходило заселение территории хвойными породами. В бореальный период (10500-8000) среднеиюльские температуры приблизились к современным; современный вид приобретает и зональность палеорастительности, проявляющаяся очень отчетливо [4].

Заселение территории Фенноскандии, в частности территории Приладожской Карелии, началось в поздне-пребореальный период (PB2: 11500-10600 кал. л. н.) [4]. К концу атлантического периода голоцена (5700 тыс. л. н.) земледелие распространилось практически по всей Европе, в том числе по всей территории Британских островов и на юге Скандинавии [12].

Быстрое развитие человеческого общества в голоцене привело к практически повсеместному его распространению к настоящему времени (исключая труднодоступные области) и всестороннему воздействию на окружающую среду, достигшему наибольших масштабов после промышленных революций XVII-XVIII вв.

Таким образом, голоцен является относительно непродолжительной, но достаточно насыщенной событиями эпохой, характеризующейся изменениями в живой и неживой среде. Особая значимость голоцена подчеркивается формированием условий, способствовавших активному развитию человеческого общества до современного уровня.

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Бахмутов В.Г. Палеогеомагнитные вариации. – Киев.: Наукова Думка, 2006. – 295 с.
2. Б.Джон, Э.Дербишир, Г.Янг, Р.Фейрбридж, Дж.Эндрюс. Зимы нашей планеты: Пер. с англ./Под ред. Б.Джона. – М.: Мир, 1982. – 336 с.
3. Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в умеренных широтах Северного и Южного полушарий за последние 130000 лет. – М.: ГЕОС, 2008. – 264 с.
4. Долуханов П.М., Кошелева Е.А., Субетто Д.А. Пространственно-временная реконструкция ландшафтов и инициальное заселение Фенноскандии // VI Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. – Новосибирск, 2009. – С. 189-192.
5. Имбри Дж., Имбри К.П. Тайны ледниковых эпох: пер с англ. / Под ред. Г.А. Авсюка. – М.: Прогресс, 1988. – 264 с.
6. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменение уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. – М.: ГЕОС, 1999. – 299 с.
7. Мониин А.С. История Земли. – Л.: «Наука», 1977. – 228 с.
8. Никонов А.А. Современные движения земной коры. Изд. 2-е, доп. – М.: КомКнига, 2006. – 192 с.
9. Субетто Д.А. Донные отложения озер: Палеолимнологические реконструкции. – СПб.: Изд-во РГПУ им А.И. Герцена, 2009. – 339 с.
10. Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. – Л.: Гидрометеоздат, 1985. – 295 с.
11. Judi R.M. Allen, Anthony J. Long, Chris J. Ottley, D. Graham Pearson, Brian Huntley. Holocene climate variability in northernmost Europe // Quaternary Science Reviews. – 2007. – V. 26. – P. 1432-1453.
12. Roberts. The Holocene. – Blackwell Publishing, 2007. – 315 p.

**НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИИ КАЙНОЗОЯ ПОВОЛЖЬЯ**

**Пролеткин И.В.**

*Саратовский государственный университет, Саратов, proliv@yandex.ru*

**SOME PROBLEMS PALEOGEOMORFOLOGI VOLGA REGION**

**Proletkin I.V.**

*Saratov State University, Saratov*

Еще в 1979 г. на основании изучения геолого-геоморфологических материалов по Приволжской возвышенности и долине р. Волги и ее притоков, а также сопредельных с нею территорий, знакомства с литературными источниками и в результате проведенного анализа автор пришел к следующим выводам:

1. История развития рельефа бассейнов р.р. Волги и Дона является более сложной, чем ее рисуют многие исследователи. Это особенно касается начальных этапов формирования и развития (поздний палеоген-неогеновое время) этих бассейнов.
2. Главным водотоком миоценового времени для территории юго-востока и центра Русской равнины была долина реки палео-Дон с большим количеством притоков принимаемых ею с различных сторон.
3. Сток на юг в Каспийский бассейн через долину палео-Волга в миоцене не было, как не было и самой долины, по которой в дальнейшем могло бы происходить унаследованное заложение и формирование плиоценовой доакчагыльской речной сети Волжского речного бассейна.
4. На месте меридионального участка современной долины р. Волги в районе пересечения ею Жигулевских и Борлинских дислокаций существовал главный палео-водораздел, соединявший в одно целое тогда уже морфологически хорошо выраженные, но орографически не обособленные Приволжскую и Бугульмино-Белебеевскую возвышенности.
5. Сток с этого водораздел, имевшего широтный характер распространения, направлялся с одной стороны на север, северо-запад и запад в сторону долины палео-Дон, а с другой стороны на юг в сторону Прикаспийской синеклизы.
6. Начало развития и время заложения единого Волжского речного бассейна и долины палео-Волги можно отнести к концу миоцена – началу раннего плиоцена.
7. В пределах рассматриваемой территории выделяются три крупных этапа перестройки речной сети – миоценовой, раннеплиоценовой и раннечетвертичной; из которых первые два характеризовались региональными последствиями для сложившейся речной сети, а последний третий носил локальный характер.

8. Перестройки речной сети оказали существенное влияние на развитие рельефа всего востока Русской равнины, примером может служить Приволжская возвышенность, которая возникла в раннем плиоцене как самостоятельная орографическая единица в результате развития и формирования речных систем.

Дальнейшее изучение научной литературы и фондовых материалов, многолетние полевые исследования, привлечение большого количества материала по истории развития рельефа и речной сети по территории юго-востока Русской равнины позволили расширить, развить и углубить высказанные нами выводы и по новому осветить ряд проблем истории развития рельефа, которые имеют по нашему мнению оригинальный характер.

1. Проблема зарождения, формирования и деградации миоценовой палео-реки Русской равнины.

Как известно за последние 30–40 лет при геологических исследованиях Окско-Донской равнин и территории центра Русской равнины была обнаружена и прослежена целая система погребенных толщ неогеновых осадков аллювиального, озерно-аллювиального и аллювиально-морского генезиса. Данная толща трассируется с юга на север в меридиональном и субмеридиональном направлении практически непрерывной полосой от широты города Волгограда на юге до долины р. Оки на севере. Далее на севере, северо-западе и северо-востоке она прослеживается отдельными фрагментами, перекрываясь осадками более молодого возраста.

Основной ствол палео-долины, его пространственное расположение и направление стока, глубина вреза, заполняющие его толщи, их генезис и возраст в настоящее время изучены довольно хорошо, но к сожалению другие вопросы связанные со структурой водосбора данного речного бассейна, характер его притоков, принимаемых как с севера, запада и востока Русской равнины, до последнего времени не получили должного отражения. Совершенно не изучены вопросы структурной предопределенности основного русла этой громадной палео-долины, время ее заложения, детальная история развития этой реки на протяжении неогенового периода. Не выделены этапы в истории развития палео-долины, не установлены взаимоотношения отдельных толщ каждого этапа развития, выраженность и мощность осадков. Проблемным и спорным остается вопрос о расположении устья данной палео-реки, о приуроченности его к формирующимся Предкавказским прогибом. Вот не полный круг вопросов, которые можно затронуть в этой проблеме и которые ждут своего решения. Исходя из высказанных еще в 1979 г. идей и с помощью разработанной методики анализа и изучения истории развития речной автор попытался реконструировать характер положения данной палеодолины и его водосбора, как в пределах Поволжья, так и в северных участках Русской равнины, что привело нас к выводу о существовании единого речного бассейна крупнейшей палеореки Русской равнины меридионального и субмеридионального направления, берущей начало от Балтийского щита на севере и протягивающейся до широт Тетиса на юге и получавшей основные притоки с северо-востока и востока (Тиманский кряж, Прикамье, Приуралье, Общий Сырт и т. д.).

Данная палео-река, по нашему мнению, имела наибольшее развитие в пределах равнины с начала миоцена до начала плиоцена, т.е. до начала зарождения и формирования в восточной части ее бассейна долины палео-Волги (палео-Камы). В последующее время активное развитие бассейна долины палео-Волги (палео-Камы), привело к деградации и отмиранию крупнейшей миоценовой долины Русской равнины и возникновению на ее месте (особенно в низовьях) в конце неогена и четвертичном периоде современного бассейна реки Дон. Кроме этого на деградацию в истории развития и формирования крупнейшей палео-реки равнины повлияло возникновение в конце неогена – начале четвертичного периода на севере Русской равнины структуры Беломорской впадины, «притягиванием» к ней долин рек Северная Двина, Онега, Сухонь, Вычегда и некоторых других, которые отчленили от бассейна «Центральной» палео-реки северную, довольно крупную ее часть водосбора, переформировали и перестроили направление своего стока, а также характер этого бассейна.

2. Проблема происхождения, возраста и морфологии доакчагыльского эрозионного вреза и возникновения и развития палео-долины р. Волги.

Данные вопросы неоднократно затрагивались в научной литературе и должны были бы найти свое решение. Однако анализ уже имеющейся литературы показывает, что основное отражение нашли лишь два вопроса из всей проблемы – это морфология глубочайшего эрозионного вреза в пределах Русской равнины и его структурная предопределенность. В пределах Среднего и большей части Нижнего Поволжья составлены порой детальные карты этого эрозионного вреза, отражающие структуру его водосбора, конфигурацию вплоть до мельчайших подробностей его основных и второстепенных потоков, их глубину и характер взаимоотношения. Намного хуже дело обстоит с Волгоградским и Астраханским Заволжьем, западной частью Казахстана, т.е. территориями приуроченными к центральной части Прикаспийской низменности. Соляная тектоника и большие мощности до 520-1000 м морских акчагыльских и апшеронских осадков не позволяют установить с такой же детальностью все черты этого вреза. Однако как нам представляется это не самое главное в данной проблеме. Вопрос о детальном возрасте происхождения этого вреза, соотношение его с долинами предыдущего цикла развития речной сети Русской равнины, проблема связи палео-долины с Южной ванной Каспия, проблема величины и объема эрозионного вреза и денудационного среза в этот период, проблема унаследованного или не унаследованного развития палео-долины р. Волги (Камы) этого времени и ее дальнейшая агрессия по отношению к центральной миоценовой палео-долине Русской равнины – вот круг проблем которые до сих пор не получили должного внимания у предыдущих исследователей. Кстати говоря, именно с этой проблемой нужно связать во-

просы о влиянии эрозионных врезов на возможную сохранность или разрушение нефтяных и газовых залежей, приуроченных к районам интенсивного и глубочайшего эрозионного среза каковым в среднем плиоцене и было Поволжье. Нами отмечена закономерность отсутствия нефтяных и газовых залежей в пределах древней долины Палео-Волги в Саратовском и Самарском Заволжье, а также Татарии. Эти районы, как известно, принадлежат к поясу нефте-газонакопления каменноугольных и девонских отложений (выделяемому Марковским).

Этот пояс протягивается от Северного Приуралья через Татарию и Самарскую область до районов Саратовского и Волгоградского Правобережья. Отсутствие крупных нефтяных и газовых залежей в пределах основной палео-долины и наоборот их очень четкое развитие и размещение в прибортовых частях долины, а также на палео-водоразделах могут оказаться существенным признаком для дальнейших поисков их в этом районе.

Кроме этого нами отмечено еще несколько интересных фактов и явлений, связанных с развитием и формированием долины Палео-Волги этого времени в пределах юго-востока Русской равнины. Как известно Бакинские месторождения Апшеронского полуострова Каспия приурочены к балаханской продуктивной толще среднего плиоцена, являющейся дельтовыми отложениями реки Палео-Волги (что доказано работами Батурина еще в 30 годы), или отложениям того же эрозионного цикла доакчагыльского возраста, о котором мы и ведем сейчас разговор. Известны также факты о вторичности залегания нефти в этих отложениях. До сих пор ведутся споры геологов-нефтяников Азербайджана о причинах происхождения этой нефти.

Рассмотрев эту проблему под углом истории развития палео-долины р. Волги и ее воздействия на разрушение нефтяных месторождений Волго-Уральской области, мы приходим к мысли о возможности существования разрушающей, транспортирующей и аккумулирующей роли рек в формировании нефтяных месторождений этого региона, т. к. мы пытаемся связать накопление месторождений Апшерона, за счет одновозрастного разрушения и уничтожения месторождений Волго-Уральской области системой глубочайших рек Палео-Волги (Камы) впадавшей в балханский бассейн в районе Баку. Кстати участие рек и речных систем в генезисе каустоболитов и в частности нефти, уже не раз ставилась на повестку дня нефтяной геологии (первым здесь надо отметить Б.Л. Личкова). Однако с позиции высказанных нами, этого еще не сделал ни один из авторов. Данная проблема как нам кажется заслуживает своего внимания со стороны геологов и геоморфологов, как одно из перспективных направлений будущих исследований.

3. Проблема взаимоотношения и взаимосвязи палео-Волжского и палео-Донского речных бассейнов, а так же бассейнов рек северных морей Европейской части России.

Собственно говоря, данная проблема связана с проблемой эволюции речной сети Русской равнины на протяжении кайнозоя (т. к. рассматриваемая территория охватывает большую ее часть). Здесь нужно и важно отметить ряд следующих моментов.

Каждый из рассматриваемых палео-речных бассейнов формировался и закладывался при одновременном заложении и формировании их приемных впадин, таких как Предкавказская «палео-впадина» (Предкавказский предгорный прогиб) для палео-Дона, Южно-Каспийская впадина для палео-Волги и Беломорская впадина для рек северного направления (Северная Двина и ее притоки). Однако из анализа толщ осадков каждой из рассматриваемых впадин, можно заметить их разновидность. Предкавказская «палео-впадина», была сформирована еще в начале кайнозоя и жила на протяжении от миоцена до начала плиоцена, являясь приемным бассейном палео-Дона, той крупнейшей палео-долины Русской равнины, которая сносила во впадину весь дренируемый ею материал. Отмирание этой впадины в плиоцене и формирование Южно-Каспийской впадины и одновременное заложение совершенно новых путей стока, на Русской равнине, в виде Палео-Волжской долины, отсечение этой долиной верховий палео-донских притоков на востоке и дальнейшая постоянная агрессия этой реки на протяжении всего плиоцена, а также четвертичного периода, по отношению к бассейну палео-Дона - вот тот ход развития и борьбы между собой этих впадин и формируемых ими речных систем.

Кроме этого, как мы уже отмечали выше, заложение в конце неогена – начале четвертичного времени Беломорской впадины на севере, повлияло на заложение новых путей стока, новых долин в пределах верховий миоценового (палео-Дон) и плиоценового (палео-Волга) бассейнов Русской равнины, которые отчленили от них северную довольно значительную часть территории.

Такова в общих чертах тенденция взаимоотношения палео-рек и палео-бассейнов Русской равнины на протяжении кайнозоя. Однако и в этой тенденции и в этом взаимоотношении есть несколько вопросов требующих своего скорейшего решения. Это проблема истории развития (тенденций этого развития) речных систем Волго-Камского, т. е. Каспийского и Беломорского бассейнов, а также рек Балтийского моря на протяжении конца плиоцена – четвертичного времени. Взаимоотношение этих речных систем между собой, условия их агрессии (регрессии) по отношению друг к другу и многое другое. Эти вопросы должны быть поставлены и решены в ближайшем будущем, однако, как нам кажется, до сих пор не исследованы все тенденции в истории развития рек этих бассейнов и не учтены многие важнейшие факторы их существования.

Именно поэтому, взаимный учет как геоморфологических, так и геологических признаков и условий, выраженный в бассейнах этих рек, так и их приемных водоемах, поможет проследить и восстановить сложную и неоднозначную историю развития речной сети и палеогеоморфологическую характеристику Русской равнины в кайнозое.

## О НОВЫХ ПЕРСПЕКТИВАХ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

**Пролеткин И.В.**

*Саратовский государственный университет, Саратов, proliv@yandex.ru*

## NEW PERSPECTIVES ON MODERN GEOMORPHOLOGICAL STUDIES

**Proletkin I.V.**

*Saratov State University, Saratov*

В данный момент современная геоморфология стоит на пороге нового качественного этапа своего развития. Это связано с бурным расцветом и внедрением в научные и в том числе геоморфологические исследования информационных технологий и компьютерных средств обработки информации. Сегодня геоморфологи получили уникальную возможность работать не только с реальным, но и «виртуальным» рельефом Земли и других планет, проводя над ними любые манипуляции по изучению, измерению, моделированию, анализу, оценке и т. п.

При этом автор под «виртуальным» рельефом в первую очередь понимает разнообразные цифровые модели рельефа, которые так широко стали распространяться и использоваться в различных направлениях человеческой деятельности.

Новые возможности создаваемых в современном мире электронных карт и географических информационных систем (ГИС) и связанные с ними ГИС-технологии наметили пути по преодолению, назревших в геоморфологии в последнее время, определенных проблем, вызванных огромным объемом накопившейся, но не до конца понятой и не востребованной геоморфологической информации и ее дальнейшего использования.

При этом возможности сегодняшнего момента не исчерпываются. По нашему мнению, последствия от перехода на информационные технологии и компьютерные средства обработки и представления информации для геоморфологии будут значительно глубже и шире. Тем более, что эти последствия связаны с происходящими в мире, на рубеже двух веков, глобальными событиями, возникающими при переходе общества от индустриального к постиндустриальному, информационному этапу развития.

В нашей науке эти последствия должны сказаться в том, что геоморфология в начале XXI в. вполне может и должна обрести новую научную парадигму, связанную с иным восприятием и трактовкой своих задач и идей. Новая парадигма должна возникнуть в результате иного понимания и восприятия исследователями сути науки геоморфологии. Эта суть качественно меняется при переходе с прежних «индустриальных» позиций геоморфологии, когда рельеф был объектом изучения и исследования в связи с освоением новых территорий или построением тех или иных технических сооружений, разработкой и освоением различных месторождений полезных ископаемых и т. д., к новым «информационным» подходам, основанным на широком применении современных компьютерных технологий. А именно, на восприятии рельефа как основного информационного ресурса, широко используемого в различных областях и отраслях человеческой деятельности.

Использование рельефа как основы многочисленных геоинформационных систем и разнообразных «виртуальных» моделей, дает возможность по иному взглянуть на его основные характеристики и показатели. Поэтому вполне вероятно предположить, что развитие и широкое применение и распространение в будущем новых подходов, может базироваться на нескольких моментах.

Во-первых, на изучении рельефа как важнейшего информационного ресурса, обладающего уникальными свойствами и особенностями.

Во-вторых, на высокой степени «математичности» рельефа при проведении различных манипуляций по моделированию и получению его многочисленных производных.

В-третьих, на технологических возможностях ГИС-систем по переработке и совместному анализу огромных массивов информации о видимом, погребенном или «виртуальном» рельефе.

В-четвертых, на возможности совместного использования как самого рельефа, так и его различных моделей и цифровых изображений, с данными аэро- и космо-изображений и т. п.

В-пятых, на широком внедрении и использовании в геоморфологических исследованиях данных «виртуального» рельефа Земли и других планет.

Взгляд на рельеф, не только как на объект исследования и изучения, а как на информационный ресурс, содержащий в себе огромное количество заключенной в нем информации, необходимой для потребления и специалистами-геоморфологами и специалистами и пользователями других наук и дисциплин, расширяет границы и рамки нашей науки.

Такой подход позволяет науке геоморфологии войти в информационный этап в развитии общества в другом качестве, вооруженной, наравне с различными другими науками естественного цикла, новыми методами и технологиями, осознавшей и изменившей свое предназначение.

Экспериментальная геоморфология, информационная геоморфология, виртуальная геоморфология, планетоморфология – вот тот пока не полный набор новых направлений геоморфологической науки, которые уже

появились или могут появиться на свет в самое ближайшее время в результате проявления новых процессов и тенденций современного этапа развития общества. И на этом перечень новых и нарождающихся направлений геоморфологии можно, безусловно, продолжить.

Новые методы и новые подходы должны и могут изменить предназначение геоморфологических исследований и работ. И наша наука обязана откликнуться на это веяние времени.

Однако здесь, хотелось бы сделать необходимое отступление по поводу понимания сущности рельефа и его использования в последнее время.

Дело в том, что многие годы рельеф любой территории считался и использовался в большинстве развитых стран как стратегический ресурс – так как его многочисленные характеристики имели и имеют огромное значение для военных, оборонных и иных стратегических целей. Все это, безусловно, наложило большой отпечаток на то, что рельеф и его многочисленные показатели стали в основном засекречены и на разнообразных топографических и географических картах выступали и выступают во многом до сегодняшнего дня, в искаженном или неполном виде.

Безусловно, это определенным образом повлияло и на саму геоморфологию, в которой стали складываться закрытые зоны и области развития, и в которой в основном стал преобладать генетический и морфоструктурный подход, реализуемый для целей поисковой и инженерной геологии.

Идея открытого общества, возможность получения и дальнейшего изучения характеристик рельефа территории минуя наземные топографические исследования, напрямую через исследования Земли из космоса, возникновение современных информационных технологий, позволивших привлекать огромные и детальные показатели рельефа, привело к тому, что кроме характеристики рельефа как стратегического ресурса, у него появилось новое уникальное качество – рельеф все больше и больше стал выступать в виде информационного ресурса, выступая основой разнообразных информационных систем. Однако надо признать, что при этом, рельеф пока еще не потерял своей прежней особенности – оставаться стратегическим ресурсом для военных и оборонных целей.

И вот здесь кроется основное противоречие сегодняшнего момента, с которым нам как исследователям рельефа любой территории приходится сталкиваться. С одной стороны, точные и детальные данные по своему рельефу, многие страны пытаются закрыть и использовать только в стратегических целях, а с другой стороны без них невозможно дальнейшее развитие и наполнение актуальных и современных информационных систем. При этом владение подробными данными о рельефе становятся необходимым и особо важным по обоим моментам – и стратегическому и информационному. Именно с этих позиций можно рассматривать последние наработки NASA, проводившей детальнейшую радарную съемку рельефа Земли и получившей уникальную цифровую информацию о 80% ее территории. Безусловно, эта информация будет использоваться и для военных и для коммерческих целей, выступая основой многочисленных информационных систем. Какой из этих подходов возобладаст в ближайшее время или они будут существовать какое-то время параллельно, входя в противоречие между собой и воздействуя друг на друга, покажет время. Но то, что новое качество рельефа – как основного информационного ресурса для многочисленных информационных систем надо признать, понять и использовать с одной стороны в геоморфологических исследованиях и работах, а с другой стороны наполнять новый уникальный ресурс разнообразными геоморфологическими характеристиками и параметрами и внедрять их в широкий оборот.

Об этом говорят новые тенденции информационного этапа развития и не замечать их просто невозможно.

## **ДИНАМИКА СОСТАВА ЛОКАЛЬНЫХ ФАУН МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЫ: МНОГОМЕРНЫЙ АНАЛИЗ**

**Пузаченко А.Ю.<sup>1</sup>, Пonomarev Д.В.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Институт географии РАН, Москва, puzak1@rambler.ru*

<sup>2</sup> *Институт геологии КНЦ УО РАН, Сыктывкар*

## **DYNAMICS OF SMALL MAMMALS LOCAL ASSEMBLAGES DURING LATE PLEISTOCENE - HOLOCENE IN THE N-E EUROPE: THE MULTIVARIATE ANALYSIS**

**Puzachenko A.Yu.<sup>1</sup>, Ponomarev D.V.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Institute of Geography, RAS, Moscow*

<sup>2</sup> *Institute of Geology, KSC UD RAS, Syktyvkar*

Обширная территория северо-востока Европы, интересная близостью к центрам плейстоценовых оледенений, в настоящее время активно изучается в палеозоологическом отношении [1, 2, и др.]. В данной ра-

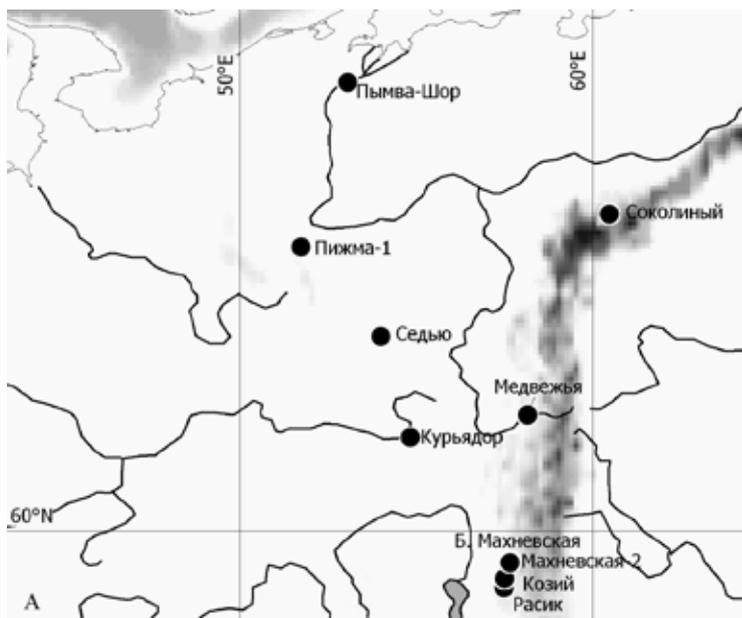
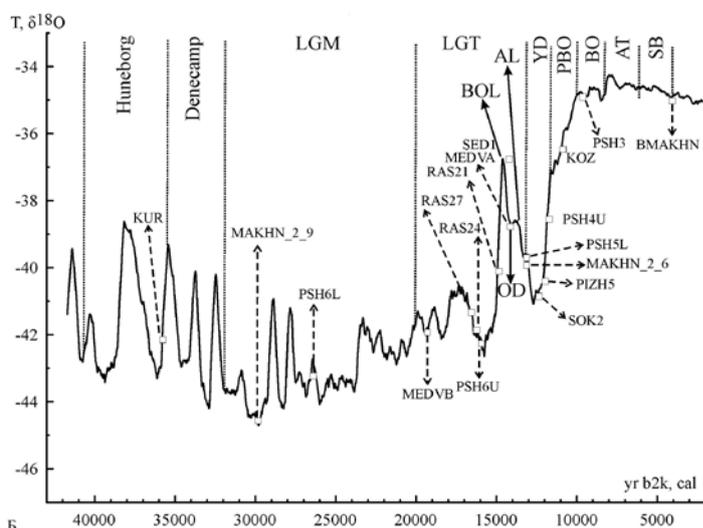


Рис. 1.

А: географическое положение местонахождений; Б: расположение местонахождений на временной и температурной (NGRIP1) шкалах; yr b2k – шкала абсолютного времени (AD 2000), принятая в [4]. ВМАКHN – Б. Махневская, KOZ – Козий, KUR – Курьядор, МАКHN\_2\_6 – Махневская 2 (горизонт 6), МАКHN\_2\_9 – Махневская 2 (горизонт 9), МЕДVБ – Медвежья пещера (коричневый суглинок «А»), МЕДVВ – Медвежья пещера (коричневый суглинок «В»), PIZH5 – Пижма 1 (слой 5), PSH3 – Пымва-Шор (слой 3), PSH4U – Пымвашор (слой 4), PSH5L – Пымвашор (слой 5), PSH6L – Пымвашор (слой 6, нижняя часть), PSH6U – Пымвашор (слой 6, верхняя часть), RAS21 – Расик (горизонт 21), RAS24 – Расик (горизонт 24), RAS27 – Расик (горизонт 27), SED1 – Седью 1, SOK2 – Соколиный (layer 2). Климатические интервалы: плейстоцен -Huneborg-Хунеборг, Denecamp-Денекам = Брянский интерстадиал, LGM – позднелевдакский максимум, LGT – позднелевдакское, BOL – беллинг, OB – ранний дриас, AL – аллеред, YD – поздний дриас; голоцен – PBO – пребореал, PB – бореал, AT – атлантик, SB – суббореал.



боте обобщены все имеющиеся датированные материалы по 18 ископаемым фаунам млекопитающих северо-востока Европы из 10 местонахождений (рис. 1а), имеющих абсолютный (калиброванный, CALIB v. 6.0.1) возраст в интервале от 34 до 2 тыс. лет (рис. 1б). Климатические данные – относительное содержание изотопа кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  во льдах гренландского покровного оледенения (NGRIP) сопоставлялись с абсолютной временной шкалой (4, 5 и др.).

Анализ данных проводился с применением многомерных статистических методов. Выбор многомерного анализа, как инструмента исследования, есть следствие «эффекта существенной многомерности» сложных систем и невозможности их адекватного описания и сравнения только по отдельным исходным переменным [6, 7]. В результате применения многомерного анализа исходные переменные воспроизводятся через новые переменные, которые целесообразно называть макропеременными переменными, так как они содержат информацию о варьировании многих простых переменных. В литературе макропеременные называют скрытыми или латентными факторами, так как их количество и само существование заранее не очевидно и зависит от свойств объекта и в меньшей степени от метода их выделения.

В задачи работы входило выявление макропеременной динамики состава фаун мелких млекопитающих для местонахождений северо-востока Европы и ее сопоставление с динамикой климата с учетом местоположения локальных фаун в географическом пространстве. Наш подход отличается от традиционного тем, что в рамки одного анализа (модели данных) включены местонахождения, относящиеся к различным временным интервалам позднего плейстоцена, выделенным на основе реконструкций палеоклимата.

Исходные данные представлены в виде частот встречаемости таксонов в местонахождениях. Для каждого местонахождения провели арксинусное преобразование Фишера. Далее, Вычисляли попарные дистанции

между Евклида всеми парами местонахождений. Матрицу дистанций использовали обрабатывали методом неметрического многомерного шкалирования (МШ) [8] с целью выделения основных независимых компонент (макропеременных) изменчивости состава локальных фаун.

Варьирование 14 основных видов локальных фаун описывается на 40-99% четырьмя макропеременными (табл. 1). Эти же макропеременные на 80% воспроизводят значения климатического ряда NGRIP. Самой значимой является переменная E1, которая отражает связь состава и структуры локальных фаун с климатическим рядом. Основную информацию о пространственной неоднородности (географическом местоположении) состава локальных фаун не связанной прямо с динамики климата несут переменные E2 и E4.

Таблица 1. Коэффициенты ранговой корреляции Спирмена частот встречаемости наиболее многочисленных видов, географических координат местонахождений, их датировок, климатического ряда и макропеременных (E1-E4)

Переменная	Средняя частота встречаемости в местонахождении, %	Макропеременная				Множественный коэффициент корреляции (4 макропеременные)
		E1	E2	E3	E4	
<i>A. terrestris</i>	6.7	0.79	0.34	0.09	0.52	0.92
<i>Cl. ex gr rutilus-glareolus</i>	4.8	-0.25	-0.54	-0.03	0.28	0.92
<i>Cl. rufocanus</i>	4.2	0.83	-0.15	0.03	-0.17	0.93
<i>Cr. migratorius</i>	0.3	0.83	-0.24	0.03	-0.11	0.69
<i>Dicrostonyx</i> sp.	32.9	-0.97	0.09	-0.23	-0.33	0.99
<i>L. lagurus</i>	0.3	-0.25	-0.54	-0.04	0.27	0.70
<i>L. sibiricus</i>	15.7	-0.22	0.33	0.77	0.17	0.97
<i>M. agrestis-arvalis</i>	2.6	0.90	-0.09	0.31	0.13	0.73
<i>M. gregalis</i>	18.4	-0.18	-0.80	0.44	0.27	0.96
<i>M. middendorffi</i>	0.6	0.21	-0.1	0.41	-0.04	0.42
<i>M. oeconomus</i>	5.6	0.84	-0.19	0.25	0.15	0.71
<i>Myopus</i> sp.	3.4	0.72	-0.10	-0.15	-0.30	0.95
<i>O. pusilla</i>	0.3	0.04	-0.47	0.27	0.31	0.58
<i>S. vulgaris</i>	3.6	0.58	0.15	-0.53	0.04	0.81
Широта местонахождения		-0.09	0.70	0.06	-0.56	0.71
Долгота местонахождения		0.34	-0.49	0.24	0.16	0.67
Дата, <sup>14</sup> C (кал).		-0.78	0.17	-0.21	0.14	0.64
T, δ <sup>18</sup> O (‰)		0.80	-0.10	0.31	0.08	0.86

На рисунке 2 изображена динамика состава локальных фаун, отраженная в значениях макропеременной E1. Положение современных тундровых сообществ мелких млекопитающих совпадает с положением палеосообществ по оси первого фактора (рис. 2). Это обусловлено наличием в них одинаковых видов-доминантов. При этом состав палеосообществ качественно отличался от современного за счет включения видов современной степи и лесостепи – степной пищухи (кустарниковые сухие степи, лесостепи), серого хомячка и пеструшки (травянистые степи и полупустыни).

Положение современных таежных фаун мелких млекопитающих, в свою очередь, совпадает по оси первой переменной с положением голоценовых фаун млекопитающих, что, обусловлено схожестью их состава и структуры. Таким образом, графики на рис. 1 отражают генеральную тенденцию перехода фаун открытых пространств к фаунам таежного типа, имевшим место в раннем голоцене северо-востока Европы.

Основные временные тренды динамики сообществ мелких млекопитающих сильно (в пределах от 50% до 65%) коррелируют с динамикой глобального климата. Этот результат количественно характеризует возможности реконструкции климатических условий по результатам анализа локальных фаунистических палеокомплексов.

Второй по значимости вклад в варьирование состава локальных фаун вносит пространственный паттерн, задаваемый широтными и долготными градиентами. На этом фоне наблюдались устойчивые значимые отклонения от модели, вероятно, обусловленные спецификой географического положения некоторых местонахождений или другими причинами, требующими дальнейших исследований.

В истории фауны можно отметить свои переломные моменты, которые в разных частях региона проходили асинхронно. Среди них по терминологии Н.Г. Смирнова [9, 10] выделяются изменения актуального, исторического и эволюционного масштабов. Трансформация эволюционного масштаба состояла в смене доминантов, характерных для мамонтовой степи: узкочерепной полевки, копытного и сибирского леммингов на



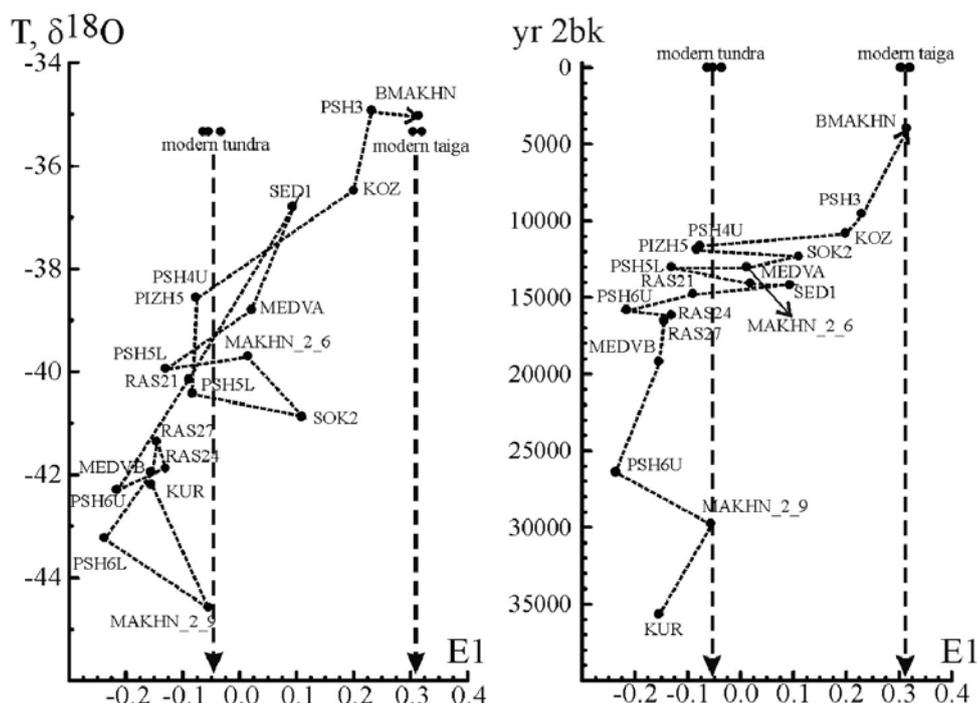


Рис. 2. Динамика локальных фаун, воспроизводимая макропеременной E1 относительно «температурной» ( $T, \delta^{18}O$ ) и абсолютной временной шкал (yr 2bk). Обозначения приведены в подписи к рис. 1.

лесные виды. Эти эволюционные изменения произошли на севере региона около 8000 лет назад, а на юге – 6000 лет назад [10].

Работа поддержана NVO-RFBR (47.009.004, 07-05-92312) и РФФИ (гранты: 10-05-00111).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Смирнов Н.Г. Историческая экология: между повседневностью и вечностью, или поиск решений на перекрестке проблем // Известия Уральского государственного университета. – 2002. – № 23. – С. 84-98.
2. Пономарев Д.В. Остатки мелких млекопитающих из грота Соколиный (Приполярный Урал) // Квартер-2005. Материалы IV Всеросс. совещания по изучению. – Сыктывкар: Геопринт, 2005. – С. 334-336.
3. Vachura O.P., Kosintsev P.A. Late Pleistocene and Holocene small- and large-mammal faunas from the Northern Urals // Quaternary International. – 2007. – № 160. – P. 121-128.
4. Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M., et al. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination // Journ. Geophys. – 2006. – Res., 111. doi:10.1029/2005JD006079.
5. Vinther B.M., Clausen H.B., Johnsen, S.J., et al., A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene // Journ. Geophys. – 2006. – Res. 111. doi:10.1029/2005JD006921.
6. Айвазян С.А., Бухштабер В.М., Енюков И.С., Мешалкин Л.Д. Прикладная статистика: классификация и снижение размерности. – М.: Финансы и статистика, 1989. – 607 с.
7. Baranger M. Chaos, Complexity and Entropy: a Physics Talk for Non-Physicists // Wesleyan University Physics Dept. Colloquium – 2001. <http://necsi.org/faculty/baranger.html>
8. Kruskal J.B. Multidimensional scaling by optimizing goodness of fit to a nonmetric hypothesis. Psychometrika. – 1964. – 29. – P. 1-27.
9. Смирнов Н.Г. Очерк развития четвертичной палеозоологии на Урале // Четвертичная палеозоология на Урале. – Екатеринбург: Изд-во УрГУ, 2003. – С. 24-54.
10. Смирнов Н.Г. О подходах к исследованию исторической динамики животного населения мелких млекопитающих // Новейшие археозоологические исследования в России: К столетию со дня рождения В.И. Цалкина. М.: Языки славянской культуры, 2004. – С. 57-80.

## МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ШЕЛЬФА ПЕЧОРСКОГО И КАРСКОГО МОРЕЙ

Рокос С.И.

ОАО «Арктические морские инженерно-геологические экспедиции», Мурманск, s\_rokos@amige.murmansk.ru

### SUBSEA PERMAFROST ON THE PETCHORA AND KARA SEAS SHELF

Rokos S.I.

«Arctic marine engineering-geological expeditions», Murmansk

Многолетнемерзлые (вечномерзлые) отложения довольно широко развиты на шельфе Печорского и Карского морей (рис. 1). Первые прямые данные, подтверждающие наличие здесь многолетнемерзлых льдистых образований, были получены в 1980 г. при бурении, проведенном ОАО АМИГЭ в ходе изыскательских работ с припайного льда у побережья п-ва Харасавэй и с буровых судов в Печорском море на площадях месторождений Поморское и Варандей-море. Позднее бурением были вскрыты многолетнемерзлые породы в районах структуры Полярная, на месторождениях Медыньское-море, Русановское, а также в Байдарацкой губе Карского моря и др. районах [1].

Данные бурения показали, что мерзлые грунты, развитые в мелководной зоне шельфа Печорского и Карского морей, в основном были вскрыты при глубинах моря 15-25 м. Кровля толщи мерзлых льдистых отложений залегает в интервале 20-50 м ниже поверхности дна в Печорском море и до 8-30 м в Карском. Наблюдаемая в скважинах мощность составляет, как правило, 20-40 м. Кровля мерзлой толщи выражена достаточно резко и носит «оплавленный» характер. Подошва нечеткая и связана с постепенным уменьшением количества льда вниз по разрезу.

Характер и закономерности распространения многолетнемерзлых пород в рассматриваемом регионе на сегодняшний день точно не установлены. Имеющийся материал позволяет лишь сделать вывод об островном характере распространения мерзлых грунтов.

В целом многолетнемерзлые породы на шельфе Печорского и Карского морей распространены в мелководной зоне при глубине моря менее 100 м (рис. 1). То есть внешняя граница области распространения мерзлых грунтов приблизительно соответствует стометровой изобате. Эта отметка, в целом, совпадает с положением уровня последней позднеплейстоценовой регрессии. В связи с этим предполагается, что мерзлые льдистые отложения шельфа Печорского и Карского морей образовались в позднем криохроне позднего неоплейстоцена (верхневалдайско-сартанское время) в течение регрессии, когда рассматриваемая область обнажилась выше уровня моря [1].

Наши расчеты (по методике, изложенной в работе [3]) показывают, что при последней регрессии могла сформироваться мерзлая толща мощностью около 500 м (рис. 2). В ходе последующей трансгрессии мерзлый массив был затоплен современным бассейном с положительной температурой воды. Это привело к существенному растеплению и таянию мерзлоты от кровли вглубь по разрезу. Особенно интенсивно данный процесс протекал в начальные фазы трансгрессии, когда глубина моря была еще не большой. Затем, когда глубина моря увеличилась, и температура воды стала околонулевой или отрицательной, таяние мерзлоты «сверху» было существенно заторможено. Начиная с этого времени и по сегодняшний день, деградация субаквальной криолизотозоны происходит в основном под действием глубинного теплового потока (таяние «снизу») [1]. Деградация мерзлоты сопровождалась газонасыщением осадков верхней части разреза [1, 2, 3]. Расчеты показывают, что при возможности таяния «сверху» мерзлая толща может сохраняться в течение около 16500 лет (рис. 1, 2). В условиях заторможенного низкими придонными температурами протаивания «сверху» она может просуществовать свыше 20000 лет. Обе этих оценки достаточно близки к общепринятой оценке времени последней позднеплейстоценовой регрессии (18000 л. н.).

Также необходимо отметить, что в пределах области распространения многолетнемерзлых отложений, широко развиты газонасыщенные осадки [2]. Наличие географического совпадения между зонами распространения многолетнемерзлых пород и газонасыщенных осадков позволяет допустить парагенетическую связь между этими двумя явлениями. Предполагается, что насыщение отложений верхней части разреза свободным газом произошло в результате таяния мерзлых толщ в ходе трансгрессии современного бассейна.

Сформированная при регрессии мерзлая толща выступала как покрывка, сдерживающая вертикальную миграцию биогенного и термокаталитического газа из глубины вверх по разрезу. Достигнув подошвы мерзлой толщи этот газ, не имея возможности к дальнейшей миграции по вертикали, накапливался в достаточно больших количествах. После деградации мерзлой толщи, которая вероятно протекала довольно быстро, скопившийся газ практически мгновенно распределился по разрезу вышележащих протаявших осадков.

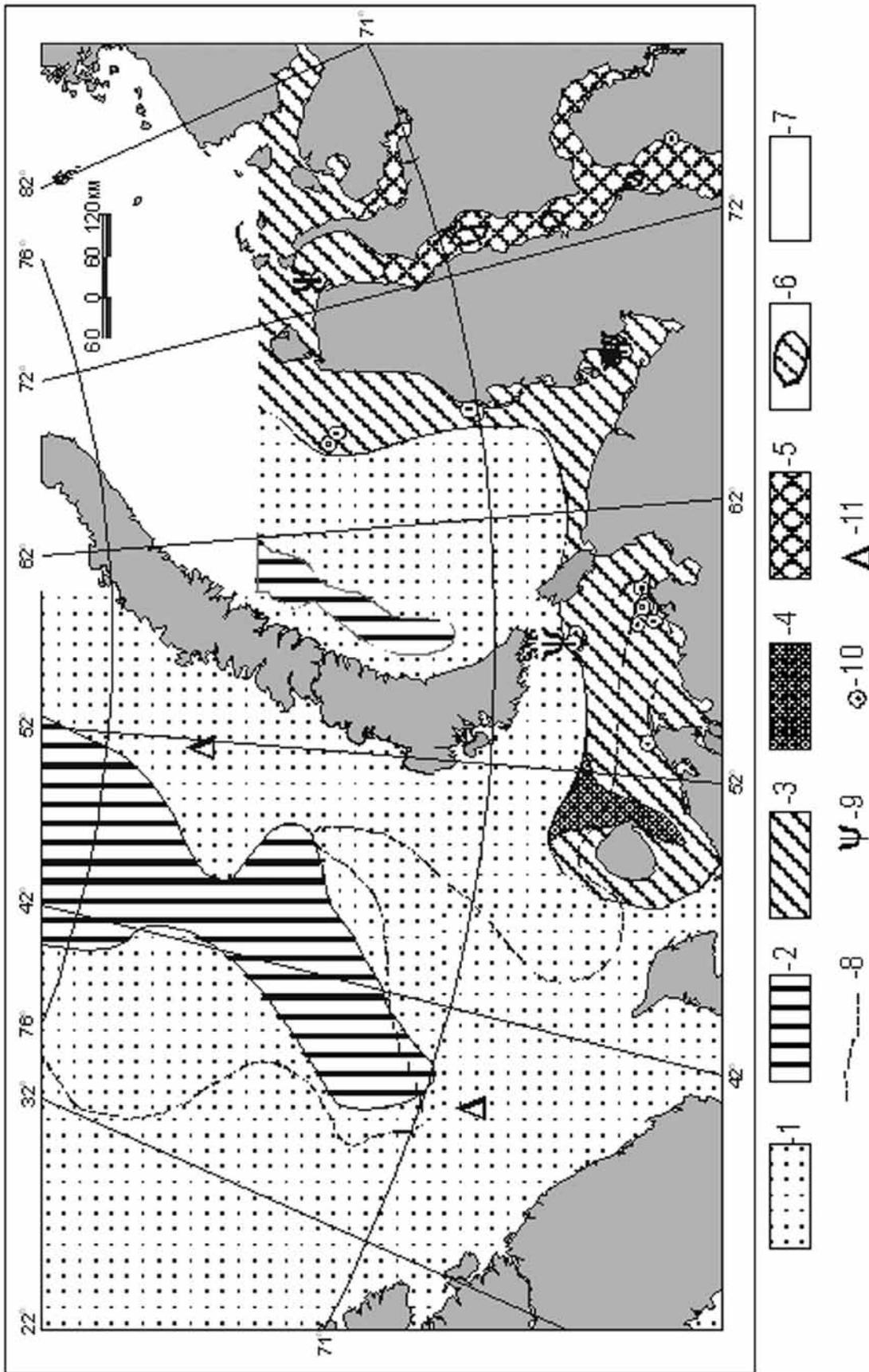


Рис. 1. Распространение многолетнемерзлых грунтов на Баренцево-Карском шельфе.

1 – область развития непромерзающих грунтов, 2 – зона стабильности потенциальных газогидратов метана, 3 – область развития реликтовой мерзлоты, 4 – зона приколгуевского талика, 5 – эстуарные области (сквозные талики), 6 – акустические окна (переуглубленные впадины), 7 – отсутствие данных, 8 – изотерма 0 °С придонной воды, 9 – точки скважин, где имели место выбросы газа, 10 – точки скважин, в которых отмечены нефтепроявления.

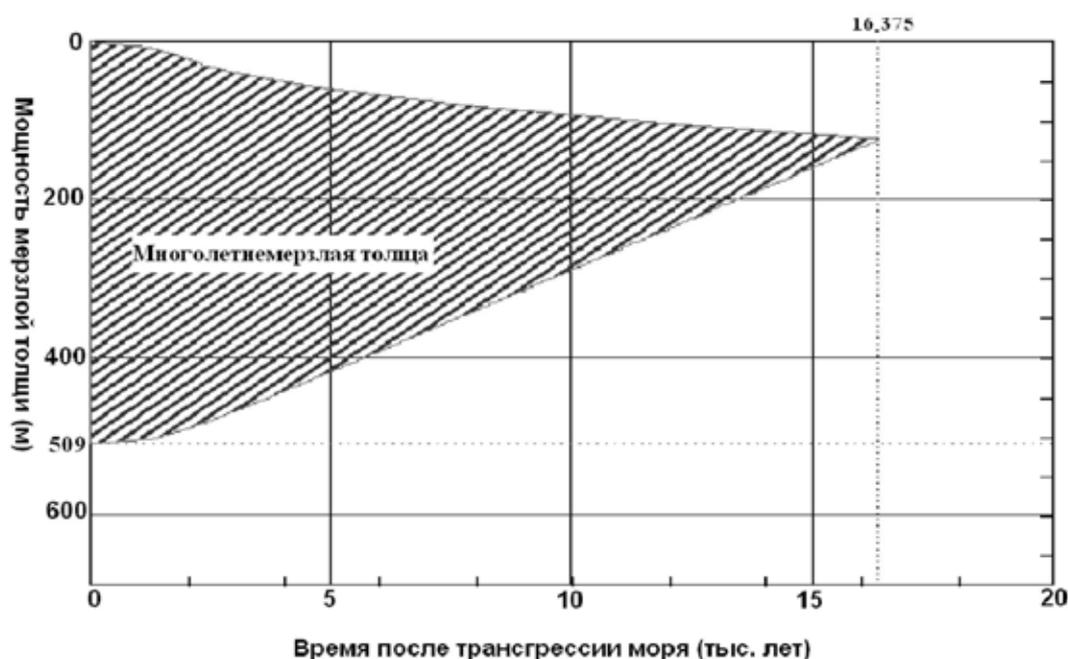


Рис. 2. Динамика деградации многолетнемерзлой толщи в мелководных районах Баренцева и Карского морей.

Деградация мёрзлого слоя, сформированного за 20 тыс. лет субэаральных условий при быстрой смене условий на поверхности с  $-15^{\circ}\text{C}$  до  $+0,5^{\circ}\text{C}$ , моделирующей трансгрессию моря в условиях: первоначальная температура массива  $-10 \div -15^{\circ}\text{C}$ ; температура придонной воды  $-1 \div +2^{\circ}\text{C}$  (в среднем  $+0,5^{\circ}\text{C}$ ); среднегодовая температура воздуха на поверхности  $-15^{\circ}\text{C}$ ; глубинный тепловой поток: 0,05 и 0,04  $\text{Вт}/\text{м}^2$ ; средняя теплопроводность талого разреза 1,6 и 2,0  $\text{Вт}/\text{м}\cdot\text{град}$ ; пористость, заполненная льдом – 0,2.

Кроме того процессы разложения органического вещества и, соответственно, выделение биогенного газа в мерзлой толще были почти полностью подавлены. При трансгрессии, когда мерзлые отложения претерпели таяние, температура в ранее промерзшем интервале осадочной толщи повысилась до положительных значений, процессы разложения органики резко активизировались. Это также привело к интенсивному выделению биогенного газа.

Посткриогенное распределение газа по осадочному разрезу определялось коллекторскими свойствами слагающих его отложений. Аллювиальные пески раннего криохрона (зырянско-нижевалдайские) выступили при этом как коллекторы. Малопроницаемые каргинско-средневалдайские черные глины, а также казанцевско-микулинские глинисто-суглинистые образования сыграли роль покрышек. В силу этого пески-коллекторы оказались насыщенными газом полностью, а глинисто-суглинистые образования содержат в своем составе локальные скопления газа. Данные скопления приурочены к проницаемым линзам и прослоям внутри глинисто-суглинистых толщ, а также к ослабленным зонам, связанными со складками и резкими изгибами слоев.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бондарев В.Н., Длугач А.Г., Костин Д.А., Лисунов В.К., Рокос С.И. Акустические фации посткриогенных обстановок мелководных районов Печорского и Карского морей // Разведка и охрана недр. – 1999. – № 7-8. – С. 10-14.
2. Рокос С.И., Длугач А.Г., Костин Д.А. Свободный газ и многолетняя мерзлота в осадках верхней части разреза мелководных районов шельфа Печорского и Карского морей // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2001. – С. 40-52.
3. Шарбатян А.А. Экстремальные оценки в геотермии и геокриологии. – М., 1974.

**СТРОЕНИЕ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ  
ВОСТОЧНЕЕ УСТЬЯ Р. КОЛЫМЫ**

**Романенко Ф.А.**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва,  
faromanenko@mail.ru*

**THE STRATIGRAPHY OF LOSS SEDIMENTS ON THE EASTERN-SIBERIAN SEA SHORES TO THE  
EAST OF KOLYMA RIVER**

**Romanenko F.A.**

*Lomonosov Moscow State University, Geographical department, Moscow*

Строение, возраст и распространение рыхлых отложений на побережье Восточно-Сибирского моря изучены заметно хуже, чем соседнего моря Лаптевых, за исключением небольших участков на островах Анжу и Ляховских, побережье пролива Дмитрия Лаптева, устье р. Раучуа и западной части Колымской низменности. Между тем особый интерес вызывает именно восточный фланг последней, где отложения едомной свиты (ледового комплекса) сочленяются со скальными породами Верхояно-Чукотской складчатой области, и вопросы её строения и распространения приобретают особую остроту.

В 2005 г. совместно с В.В. Архиповым мы провели обследование побережья Восточно-Сибирского моря на участке от мыса Столбового (западный входной мыс в бухту Амбарчик) до устья р. Антошкина (западные подходы к мысу Большой Баранов). На протяжении около 60 км осмотрены практически все береговые обрывы, изучено и опробовано десять обнажений ледового комплекса и вложенных в них торфяников на высотах до 50 м над уровнем Восточно-Сибирского моря. Получены радиоуглеродные датировки торфяников и массив изотопных данных ( $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$ ) из ледяных жил различных генераций, текстурообразующих льдов и других ледяных образований, составлена геоморфологическая карта 1:100 000.

Восточнее устья р. Колымы к морю выходит серия наклонных и субгоризонтальных цокольных поверхностей высотой до 90-100 м – узкая (не более 2-3 км) полоса прибрежных равнин со скальным цоколем, которые к югу сменяются структурно-денудационными возвышенными равнинами и низкогорьями на северо-западной периферии сложно построенной горной страны, занимающей большую часть Чукотки. Скальный цоколь сложен глинистыми сланцами, песчаниками и алевритами верхнего триаса, прорванными нижнемеловыми гранитными интрузиями - массивами мысов Летяткина (горы Яйчатка, 505 м, и Анкачгуйгу, 740 м), Большого Баранова, горы Каменки, 219 м [1]. Возвышенности, сложенные осадочными породами, отличаются более пологими (до  $10^\circ$ ) склонами с многочисленными нагорными террасами. Слабовыпуклые вершинные поверхности гранитных массивов спускаются вниз крутыми (до  $20^\circ$ ) склонами, покрытыми главным образом каменными россыпями. Для гранитных массивов характерны скальные останцы (кекуры) высотой до 35 м – отличительная особенность низкогорий Западной Чукотки.

Кровля верхнетриасовых пород очень неровная, иногда опускается ниже уровня моря, иногда поднимается до самых верхних отметок рельефа прибрежных равнин (60-80 м). На некоторых участках встречаются фрагменты щебнистой коры выветривания мощностью не более 2-3 м, причём не только сланцев, но и гранитов (у восточного подножья горы Каменка).

Восточнее гранитного мыса Летяткина скальный цоколь перекрыт галечниками и грубозернистыми кварц-полевошпатовыми песками с галькой. По-видимому, это сохранившиеся во врезам фрагменты аллювиальных отложений – остатки этапа размыва, данных для установления возраста которого пока недостаточно. По составу толщу можно сопоставить с галечниками бегуновского горизонта раннего плиоцена ( $\text{N}_2^1$ ).

Скальный цоколь, фрагменты дочетвертичной коры выветривания и бегуновские (?) галечники повсеместно перекрыты осадками «ледового комплекса» (ЛК) – лёссовидными тёмно-серыми и тёмно-бурыми суглинками с обильными включениями по всему разрезу растительного детрита и линз торфа мощностью 15 см и шириной до 10 см. Толщи ЛК содержат полигонально-жильные льды (ПЖЛ) шириной до 5 м и вертикальной мощностью до 10 м, часто прорезающими всю видимую часть рыхлого чехла. Встречаются и более тонкие жилы других генераций. Общая льдистость существенно меньше, чем на классических обнажениях ледового комплекса Колымской низменности (например, на Дуванном Яре), и столь характерные для последних «ледяные стены» не наблюдаются. Общая мощность плаща ЛК на побережье не превышает 15-20, что выявляется непосредственными наблюдениями в разрезах. На многих участках хорошо видно, что ледовый комплекс лежит непосредственно на триасовых сланцах и выполняет, таким образом, понижения их кровли и в целом его мощность уменьшается с удалением от моря. На северном склоне гранитного массива г. Каменки он прослеживается до высоты около 100 м. Здесь прямолинейный эрозионный врез, наследующий древний разлом, прорезает террасовидную поверхность – фрагмент днища аласа, сложенную ЛК – бурыми алевритами с ПЖЛ. В долине они образуют террасы, напоминающие по облику днище вскрытого эрозией аласа. Ниже 100 м валу-

ны и глыбы на склонах встречаются редко, а выше 110 м они повсеместны.

Хороший индикатор мощности ЛК – системы байджерахов и термокаров. Они образуются только на участках её увеличения, а на поверхностях со сравнительно близким залеганием скального цоколя термокары и байджерахи не образуются. Наиболее заметные участки байджерахового рельефа приурочены к верховьям эрозионных систем

В одном из самых высоких обнажений на левобережье р.Кейнгуеом (Медвежьей) в серии термоцирков на высоте около 30 м вскрывается толща тёмно-бурых суглинков с линзами торфа, насыщенная растительным детритом. Криотекстура линзовидно-волнистая и сетчатая, реже – тонко- и толстошлировая. Толща разбита ледяными жилами нескольких генераций. На контакте с ними шлиры либо резко загибаются вверх, либо прижимаются горизонтально. Один из таких шлиров мощностью 5 см имеет изотопный состав  $-24,6\%$ , что близко к составу мощных жил (от  $-25,4$  до  $-30,0\%$ ) [2]. Тонкая жила другой генерации имеет существенно более тяжёлый изотопный состав ( $-18,2\%$ ), что позволяет отнести её к голоцену.

В термоцирках обнаружен рог бизона, два обломка бивня и несколько более мелких костей мамонтов, живших здесь, по данным радиоуглеродного датирования [3] 24-40 тыс. л. н. Весь обрыв состоит из сочетания обширных (диаметр до 200 м) термоцирков, склоны которых покрыты байджерахами значительной (3-6 м) высоты. Но активно растущих термокаров немного. Из-за значительной крутизны блоки отседающей дернины быстро скатываются по поверхности тающего льда вниз, не скапливаясь в днищах и, тем самым, поддерживая крутизну стенок и ускоряя таяние льдов.

Далее к востоку интенсивная термоденудация не позволяет детально исследовать обнажения ЛК, т.к. они закрыты смещающимся грунтом, и нами опробовались только верхние части ледяных жил мощностью до 2-3 м. Несмотря на, казалось бы, однородное строение ледового комплекса, внутри него можно предположить существование нескольких горизонтов, менее и более льдистых, более или менее разбитых ледяными жилами. Так, иногда они вскрываются вблизи уреза, а выше идут задернованные склоны, иногда наоборот, жилы вскрываются в верхней части береговых уступов. Изотопный состав этих жил колеблется от  $-20,5$  до  $-31,04\%$  и от  $-161,0$  до  $-248,7\%$  для  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  соответственно [2].

Изотопный состав жил обычно существенно легче, чем у текстурообразующих льдов, отобранных в непосредственной близости от них, что говорит о том, что толща вышележащих осадков подвергалась протаиванию в голоцене и, следовательно, при опробовании только головок жил мы рискуем получить искажённые данные. Но иногда состав жил и текстурообразующих льдов во вмещающих осадках практически одинаков.

Существенно отличается от других разрез ЛК у восточного подножья горы Каменка. В его основании до высоты 9-11 м над урезом лежат триасовые сланцы, перекрытые щебнистой корой выветривания мощностью 1,5-2 м, а на ней лежит ледовый комплекс. Общая мощность разреза до 35 м. В серии термоцирков вскрываются обогащённые щебнем серые алевриты, разбитые ледяными жилами шириной 3-4 м и мощностью до 2,5 м. Преобладают линзовидно-плетёнчато-поясковые криогенные текстуры. Изотопный состав ( $-27,9\%$ ) ПЖЛ типично плейстоценовый, текстурообразующие льды из вмещающих алевритов существенно тяжелее ( $-14,7\%$ ).

Главная особенность ПЖЛ в этих разрезах – большое количество щебня местных пород во льду. Это говорит о том, что здесь ледовый комплекс сформирован в значительной степени из местных отложений, т.е. имеет, по-видимому, в значительной степени склоновое происхождение.

Однородность отложений ЛК нарушается в районе устья р.Тайнинской, где в береговом обрыве обнаружен линзовидный врез, заполненный песчано-галечными отложениями с блоками аллохтонного торфа возрастом около 30 тыс. лет ( $29600 \pm 800$ , ГИН-13505), т.е. он образовавшегося ещё в период накопления едомной толщи. Отсутствие сортировки в линзе говорит о том, что здесь мы имеем дело со следами катастрофического природного явления – водоснежного потока (ВСП), одной из разновидностей селя. ВСП сошёл с горных склонов в 2-3 км от берега, на своём пути разрушил одну из аласных котловин, которыми всегда изобиловали прилегающие к берегу равнины, и вынес блоки торфа, находящиеся сейчас внутри песчано-галечной несогласованной линзы.

ВСП очень характерны для западной Чукотки. Катастрофическое событие 5 июня 1991 г. погубило 8 геологов в Северном гранитном массиве к востоку от Певека, уничтожив ночью их жилые балки. Также сравнительно свежие (десятки лет) ВСП наблюдались нами в Летяткинском гранитном массиве в долине р.Тайнинской в нескольких километрах от берега. В долине реки, прорезающей центральную часть массива между его самыми высокими вершинами и заложённой по кольцевому тектоническому нарушению, две зоны торможения ВСП шириной около 700 м имеют несколько возрастных генераций, самая древняя из которых уже покрыта каменными кольцами и полосами. В плане это конусообразные расширяющиеся к руслу слабо наклонённые террасовидные площадки нескольких уровней с превышениями до 1 м, поверхность которых устлана плащом гранитных слабоокатанных валунов и глыб. Самые свежие из них имеют белёсый цвет, самые древние – начинают покрываться лишайниками.

Плоские и слабонаклонные междуречья, сложенные или перекрытые ЛК, расчленены пологими корытообразными балками и многочисленными термокарстовыми понижениями (аласами), днища которых рас-

полагаются на высоте от нескольких метров до нескольких десятков метров. Характерны изометричные или вытянутые плоскодонные котловины в днищах балок, поперечный профиль которых из-за этого приобретает ступенчатость. Котловины выполнены торфами мощностью до 2-3 м, также рассечёнными ледяными жилами.

Возраст торфа, по данным радиоуглеродного датирования, весьма различен – от 8500 до 1000 радиоуглеродных лет, что говорит о практически непрерывном образовании термокарстовых котловин, затем их спуске или зарастании. То есть, как и в других районах арктических побережий, одновременно идёт и образование, и спуск термокарстовых озёр, но с преобладанием, опять же как и везде, общей тенденции к сокращению заозёрности (площадь современных водоёмов существенно меньше, чем озёрных котловин).

Ледяные жилы мощностью до 0,5 м, рассекающие аласные торфяники, обладают существенно более тяжёлым изотопным составом (от -16,7 до -25,2 ‰). Никакой зависимости изотопного состава от возраста торфа не просматривается. Изотопный состав текстуробразующих льдов в голоценовых осадках изменяется в пределах от -14,7 до -19,9 ‰, причём может быть как легче, так и тяжелее состава ПЖЛ.

Мощность торфа в пойменных торфяниках р.Кейнгувеем (Медвежьей) иногда превышает 2,5 м, хорошо выражены полигоны. Торфонакопление началось здесь около 5.5 тыс. л. н. (5360±130, ГИН-8287) и непрерывно продолжалось до 2 тыс. л. н. (1950±70, ГИН-8285II. Изотопный состав ледяных жил двух генераций изменяется слабо – от -23,1 до -24,5 ‰, что говорит о том, что в период 1950-5360 радиоуглеродных лет температурные условия были относительно стабильны.

Таким образом, на обследованном участке побережья Восточно-Сибирского моря от мыса Столбового до устья р. Антошкина наблюдается сложная картина налегания алеврито-глинистых отложений плейстоценового «ледового комплекса» на кайнозойские галечники и коры выветривания, а также мезозойские осадочные и магматические породы. ЛК выполняет понижения в их кровле, и ПЖЛ иногда не только пронизывают всю рыхлую толщу, но и входят в верхние горизонты скального цоколя. Современное вытаивание ПЖЛ проявляется в формировании байджераховых полей и сравнительно редких термокаров.

В строении рыхлых отложений выделяются:

- кайнозойская кора выветривания и бегуновские (?) галечники, залегающие в отдельных «карманах» в скальном цоколе;
- повсеместно распространённые алевриты нескольких фаций позднеплейстоценового ледового комплекса, в которые вложены единичные линзы песчано-галечных отложений с торфом, селевого происхождения;
- вложенные в ледовый комплекс торфяники с маломощными ПЖЛ, формировавшиеся на протяжении всего голоцена;
- замыкают разрез прилегающие к вышеописанным морские голоценовые галечники, которые слагают более семи генераций береговых валов на косе в устье р. Кейнгувеем (Медвежьей).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000: Лист R-58, 59 (Чаунская губа). Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. – 64 с.
2. Романенко Ф.А., Николаев В.И., Архипов В.В. Изменения изотопного состава природных льдов побережья Восточно-Сибирского моря: географический аспект // Снег и лёд. – 2011. – № 1 (113). – С. 93-104.
3. Сулержицкий Л.Д., Романенко Ф.А. Возраст и расселение «мамонтовой» фауны азиатского Заполярья (по радиоуглеродным данным) // Криосфера Земли. – 1997. – Т. 1. – № 4. – С. 12-19.

### **БЕСПРЕЦЕДЕНТНО НИЗКИЙ ГЛОБАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ МОРЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ? ВЗГЛЯД С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ НОВЫХ ЭВСТАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ**

**Рубан Д.А.**

*Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, ruban-d@mail.ru*

### **UNPRECEDENTED PLEISTOCENE GLOBAL SEA LEVEL LOWSTAND? AN INSIGHT FROM THE NEW EUSTATIC RECONSTRUCTIONS**

**Ruban D.A.**

*Southern Federal University, Rostov-na-Donu, Russia*

The global sea level experienced a significant lowstand superposed by frequent fluctuations during the Pleistocene as a result of the major planetary glaciation [1-4]. However, it remains unclear whether such a pattern was unprecedented or ordinary in the Phanerozoic. New eustatic reconstructions [1, 5-8] allow a valuable basis for an insight into this problem.

Data by Miller et al. [7] and data extracted numerically from the curve of Siddall et al. [4] permit a statistic analysis in order to calculate the median, i.e., the most common global sea level for the Pleistocene. In both cases, the evaluated sea-level heights for each of 5-ka time slices were considered. A time interval between 1805 ka and 10 ka was analyzed in regard to data of Miller et al. [7], whereas an interval between 400 ka and 10 ka was analyzed in regard to the curve by Siddall et al. [4]. Results of sea-level measurements for the last 900 ka presented by Berger [1] are also accounted. Then, a cumulative length (in Ma) of time, when the global sea was below the Pleistocene median, was evaluated for the last 542 Ma with the available Phanerozoic curves [5,6] and for the last 100 Ma with another Cretaceous-Cenozoic curve [7]. This procedure permitted an evaluation of rarity of such Phanerozoic lowstands like that occurred in the Pleistocene. Differences between the time scales used for the noted curves exist, but they do not appear significant in the analysis. The curves [5, 6] have lower resolution in comparison to the curves [4, 7]. It seems an error of dating the pre-Quaternary lowstands may be as large as 1-2 Ma, which is, however, insignificant for the purposes of this study aimed at a detection of very general patterns.

The median Pleistocene global sea-level was as low as -53 m relative to Present. A normal distribution of sea-level heights at 5-ka time slices is proved (fig. 1). During the last 400 ka, the median eustatic level was -58 m on the basis of [7] or -64 m on the basis of [4]. An observed difference seems to be insignificant and lying within a degree of error. The latter can be deduced from a comparison of the available eustatic reconstructions [4]. Statistical analysis attempted for the last 900 ka implies that the sea level fluctuated generally between -20 m and -100 m, whereas its most abundant positions were around -80 m and the median can be expected at ~ -70 m [1]. This does not differ from the calculations based on the curve [7], which suggest a median sea level as low as -68 m for the last 900 ka.

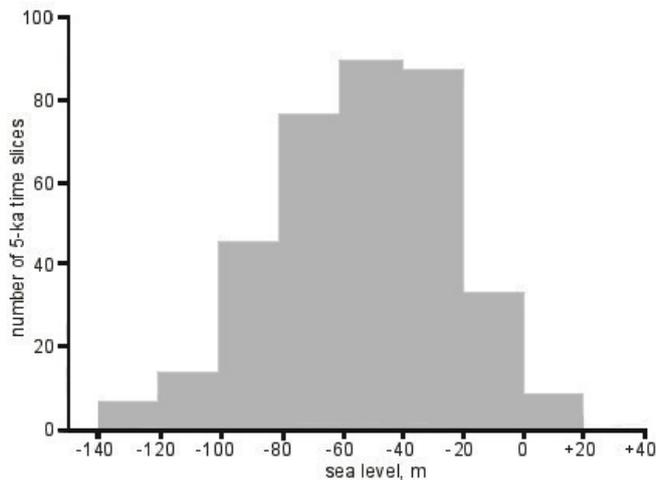


Fig. 1. Histogram of the Pleistocene global sea levels on the basis of [7].

sea level was a rare event in the Phanerozoic history of the Earth, although not an unprecedented one. Moreover, as eustatic curves improve, the difference between Pleistocene and Cenozoic global sea level seems to be reducing.

Not only glaciations were able to trigger such pronounced global sea-level lowstands as that occurred in the Pleistocene. The combined curves [5, 6] suggest that only one episode of the Late Paleozoic Gondwanan glaciation in the beginning of the Bashkirian pushed the eustatic level below the Pleistocene median. It should be noted that 99% of the cumulative length of time, when the global sea-level was below the Pleistocene median, belongs to the Late Permian-Early Jurassic interval, when no glaciations occurred. The only possible minor glacier advance might have occurred in the Middle-Late Triassic [9]. The noted lowstand was provoked evidently by an assembly and then initial breakup of the supercontinent Pangaea. If so, plate tectonics seems to be a more efficient mechanism of major drops in the global sea-level than glaciations. In this respect, the Pleistocene sea level was quite unprecedented having been triggered by a glaciation, not by plate tectonics.

An analysis of the new eustatic reconstructions suggests that the Pleistocene global sea level was very low. Such lowstands, however, spanned more than 10% of the Phanerozoic history of the Earth, indicating that the Pleistocene levels were not unprecedented. Whilst plate tectonics was the dominated factor controlling Phanerozoic lowstands, glaciations were the primary control during the Pleistocene. This insight may be important for both an understanding of complexity of the Quaternary events and an interpretation of the Phanerozoic eustatic curves.

#### REFERENCES

1. Berger W.H. Sea level in the late Quaternary: patterns of variation and implications // International Journal of Earth Sciences. – 2008. – V. 97. – P. 1143-1150.







нарастающем речном стоке с суши и относительной близости береговой линии. Для ПЗ-3, 4, 5 характерно увеличение количества пыльцы вяза и граба, пик пыльцы *Corylus* sp. Изучение субфоссильных спектров по площади шельфа показало, что эта пыльца привносится в регион исключительно водами Нордкапского течения и его баренцевоморскими ветвями [7], что позволяет считать, что седиментация серых глин происходила в обстановке свободной адвекции атлантических вод в регион. Вместе с тем, в СПС не зарегистрированы автохтонные таксоны *Nematosphaeropsis labyrinthus* Reid, *Operculodinium centrocarpum* Wall and Dale и *Spiniferites elongatus* Reid, маркирующие в Баренцевом море зону влияния теплых атлантических вод и условия нормально морской солености [13].

С интервала 12,2 м глинистая толща становится более плотной, исчезают прослои органики. ПЗ-6, соответствующая данной части разреза, формировалась в условиях похолодания климата, ее СПС свидетельствуют об обеднении видового состава лесов, выпадении темнохвойных элементов флоры и доминировании сосны.

Таблица. Характеристика осадков скважины 32-33

Интервал, м	Генезис	Литология и текстурные особенности	ОССК	Возраст	Пыльцевые зоны	Фазы развития растительности суши
0,0-7,0	морской	серовато-зеленый вязкий глинистый ил	ОССК-I, песчаноозерский, или анненский	Н <sub>1</sub>	Сосны, осок и плаунов	Сосновая тайга
7,0-15,0	морской, глубоководная фация	уплотненные серые глины	нижняя пачка ОССК- II, колгуевский, светлая «прозрачная сейсмотолща»	Q <sub>3</sub> <sup>1mk</sup>	Сосны, папоротников с участием разнотравно-злаковых ассоциаций	Сосновая тайга
15,0-30,0					Ели и березы с участием пихты, граба, вяза; максимум осок, ольхи и мезофильного разнотравья	Елово-березовые леса
30,0-41,0					Древовидной березы с участием сосны, ели, кедра	Сосново-березовая лесотундра
41,0-50,0					Карликовой березки с заметным участием лугового разнотравья, полыней, маревых	Тундра
50,0-58,0	ледово-морской	светло-коричневые тонкослоистые глины	верхняя пачка ОССК-III, канинский, «крапчатая сейсмотолща»	Q <sub>2</sub> <sup>4ms</sup>	Карликовой березки в ассоциации с польнями, маревыми, сфагновыми мхами	Холодная тундростепь
58,0-89,1	ледово-морской	зеленовато-серый диамиктон с гнездами песка и гравийно-галечными включениями		Q <sub>2</sub> <sup>2dn?</sup>	Карликовой березки в ассоциации с польнями, маревыми, эфедами, сфагновыми мхами	Холодная тундростепь

Осадки нижней пачки ОССК-2 перекрываются глинистыми зеленовато-серыми илами, типичными для фландрской трансгрессии начала голоцена, что свидетельствует о размыве отложений верхней пачки ОССК-2, соответствующей валдайскому надгоризонту позднего неоплейстоцена. К сожалению, большой шаг пробоотбора не позволил детальнее расчленить голоценовую толщу, однако, максимумы пыльцы сосны и спор плаунов в ПЗ-7 позволяют считать, что ее формирование относится к пребореальному-началу бореального периодов, поскольку пик кривой плаунов на палинодиаграммах Баренцевоморского региона маркирует границу пребореал-бореал [3; 6; 9]. Таким образом, начало последнего межледниковья характеризуется условиями, несколько более благоприятными, чем современные, что благоприятствовало произрастанию северо-таежных лесов гораздо севернее их современной границы распространения.

Автор выражает признательность геологам ГУП АМИГЭ (г. Мурманск) за предоставленный для исследований первичный материал. Исследования поддержаны РФФИ (проект 11-05-01091-а).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бердовская Г.Н. Вопросы выраженности оптимумов межледниковий на палинологических диаграммах Севера Европейской части СССР. – Л, 1974. – С. 56-62.
2. Гриценко И.И., Крапивнер Р.Б. Новейшие отложения Южно-Баренцевского региона: осадочные (седиментационные) сейсмостратиграфические комплексы и их вещественный состав // Новейшие отложения и палеогеография северных морей. – Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1989. – С. 28-45.
3. Лебедева Р.М. Палинологические уровни в голоценовых отложениях Кольского полуострова и их абсолютная стратиграфия // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера Европейской части СССР. – Петрозаводск: Изд-во КФ АН СССР, 1977. – С. 29-39.

4. Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А., Боярская Т.Д. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии южной части Баренцева моря // *Океанология*. – 1992. – Т. 32. – Вып. 5. – С. 917-923.
5. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Ф.А. Щербаков, Н.Н. Дунаев, Никифоров С.Л. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. – М.: ГЕОС, 1998. – 187 с.
6. Руденко О.В. История развития растительности Баренцевоморского региона в плейстоцене-голоцене (по палинологическим данным). Автореф. дисс... канд. геогр. наук. – М, 2001. – 26 с.
7. Руденко О.В., Полякова Е.И. Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров в поверхностных осадках Баренцева моря // *Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала*. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. – С. 111-120.
8. Самойлович Ю.Г., Каган Л.Я., Иванова Л.В. Четвертичные отложения Баренцева моря. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1993. – 73 с.
9. Шарапова А.Ю. Верхний плейстоцен и голоцен Северной Фенноскандии и Баренцева моря (стратиграфия, абсолютная хронология, палеогеография). Автореф. дисс... д.г.-м.н. – СПб, 2005. – 32 с.
10. Hald M., Sattem J., Nesse E. Middle and Late Weichselian stratigraphy in shallow drillings from the southwestern Barents Sea: foraminiferal, amino acid and radiocarbon evidence // *Norsk Geol. Tidsskr.* – 1990. – № 4. – P. 241-257.
11. Polyak L., Gataullin V., Okuneva O., Stelle V. New constraints on the limits of the Barents-Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum based on borehole stratigraphy from the Pechora Sea // *Geology*. – 2000. – 28. – № 7. – P. 611-614.
12. Polyak L., Lehman S., Gataullin V., Timothy Jull A. Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea. – *Geology*. – 1995. – 23. – P. 567-571.
13. Voronina A., Polyak L., de Vernal A., Peyron O. Holocene variations of sea surface conditions in the southeastern Barents Sea, reconstructed from dinoflagellate cyst assemblages // *Quaternary Science*. – 2001. – V. 16. – P. 717-728.

#### НОВАЯ РАДИУГЛЕРОДНАЯ ДАТИРОВКА НА РАЗРЕЗЕ БЕЛЕ И НОВЫЕ СООБРАЖЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ ВПАДИНЫ ТЕЛЕЦКОГО ОЗЕРА

Рудой А.Н., Микulich И.А., Тюнякина Е.А., Пшеленский Е.Ю.  
*Томский государственный университет, Томск, ran@mail.tomsknet.ru*

#### NEW RADIOCARBON DATING ON THE BELE SECTION AND A NEW APPROACH TO THE AGE OF THE LAKE TELETSKOE'S DEPRESSION

Rudoy A.N., Miculitch I.A., Tyunyakina H.A., Pshelenski E.Y.  
*Tomsk State University*

Первый соавтор с 1975 г. посещал и описывал этот разрез, но от публикаций воздерживался, поскольку так и не выработал до самого последнего времени какой-либо определённой точки зрения как относительно общего генезиса самой террасы Беле и одновысотных с ней в пределах ванны озера уровней, так и относительно происхождения и абсолютного возраста самой этой ванны. В последние три года наша группа



Рис. 1. Полость, образовавшаяся по стволу полностью сгнившего дерева. Разрез Беле. Горный Алтай. Август 2010 г. Фото А.Н. Рудого.

производила поисковые работы в прителецком районе на россыпное золото. При этом мы получили очень большой массив фактического материала как на берегах озера, так и на водораздельной пенеппенизированной поверхности. К новому относится выявление и изучение новых представительных обнажений новейших отложений озёрно-ледникового, ледникового и дилювиального и селевого генезиса, ранее не известных и не описанных, а также материалы вновь пройденных буровых скважин и шурфов в верховьях рек Иогач, Самыш, Большие и Малые Чили и в бассейне р. Бийка. Эти материалы обобщаются. Самой интересной находкой было обнаружение в субвертикальной стенке разреза Беле, на относительной высоте около 60 м на урезом, растительной трухи в канале полностью сгнившего древесного ствола (рис. 1). Этот, почти правильной круглой в поперечном профиле

канал, имеющий диаметр до 20 см, представляет из себя уходящую вглубь плотной массы селевых отложений слепок древнего ствола с ответвлениями (полые следы ветвей дерева) внутри, стенки которого, прилегающие ко вмещающей породе, оконтурены тонкой, 2-5 мм, мягкой и шелковистой на ощупь, коркой сгнившей коры. Это – не нора, в этом трубообразном отверстии нет и намёка на экскременты, кроме того, само отверстие (устье канала) открыто на вертикальном склоне в полутора метрах от очень узкого возможного к ней подхода.

Летом 2008 г. наша группа отобрала образец древесной трухи с днища этого отверстия и сделала аккуратный соскрёб со стенок. Образец был отправлен на датирование без особых ожиданий на положительный результат. Мы имеем ввиду того, что по всем ранее описанным данным, эта часть разреза должна была быть древнее, чем позволяют возможности метода.

Однако вскоре была получена  $^{14}\text{C}$  датировка, показываю среднеголоценовый возраст пробы. Это было для группы несколько неожиданным, и летом 2009 г. мы вновь посетили разрез, уже критически рассмотрели эту часть обнажения и аккуратно отобрали ещё одну пробу, переслав её через Г.Г. Русанова на анализы. Результат получился прежним: обе датировки почти совпали и показали возраст древесины равным около 5-6 тыс. лет ( $4940 \pm 160$  лет, СО РАН-8245). Аналитические работы в обоих случаях выполняла Л.А. Орлова (Институт геологии и геофизики СО РАН).

Толща сцементированных селевых отложений, по которым получена датировка, залегает с разрывом на толстослоистых дислоцированных ленточноподобных песчанистых глинах, которые опускаются до современного уреза. Выше этой толщи располагаются фрагменты обнаженной морены в виде стенок и моренных пирамид.

Озёрно-ледниковые отложения на волнисто-западинной поверхности пенеплена западного борта озера обнаружены повсюду: и на местных водоразделах, и в стенках небольших обнажений по рр. Самышу и Иогачу. Более того, верхний уровень террасы, на которой расположен пос. Иогач, также сложен теми же синеватобуроватыми очень плотными глинами, которые плащеобразно перекрывают и всё водораздельное пространство пригребневой части Сумультинского хребта, в которое и «врезана» впадина озера Телецкое. По части этих озёрных отложений уже были получены радиоуглеродные датировки. Возраст озёрных отложений на высоком плоском обрамлении озера составляет 12-16 тыс. лет. Целый ряд проб ещё не обработан.

Учитывая сказанное, а также строение всех обнажений бассейна и данные горных выработок, мы заключаем, что в последнее позднеледниковье (около 12 тыс. л. н. и чуть ранее) вся территория современного Прителечья представляла собой обширную перигляциальную равнину, занятую большей частью ледниками и приледниковыми озёрами. Основной ледник занимал неглубокую в то время (600-800 м) долину продолжения Чулышмана, откуда этот ледник и простирался около 16 тыс. л. н. по-крайней мере до устья долины р. Иогач. Здесь, в почти стометровом обнажении озёрных и дилювиально-селевых плотных ленточных глин (рис. 2), валунно-галечниково-дресвяных горизонтов и субгоризонтально слоистых песков (около 5 км вверх по долине) конечная морена чётко перекрывает с элементами пушинга нижележащую толщу указанных осадков.

Деградация оледенения на этом этапе сопровождалась мощной субгляциальной эрозией, а вдоль краёв деградирующего телецко-чулышманского ледника согласно откладывались полифациальные отложения, которые уже не позднее 6 тыс. л. н. сформировали камовые террасы заполняющегося тальми водами трога (непосредственно вслед за отступающим ледником). Глубины впадины Телецкого озера тогда приближались к современным, однако само озеро было еще ледниково-подпрудным. Плотина создавалась ледниками притоков верховьев современной Бии возле долин рр. Иогач, Пыжа, Юрток. Эта плотина была прорвана около 5 тыс. л. н. (последний прорыв Телецкого ледниково-подпрудного озера), и далее и котловина, и прилегающие водораздельные равнины, стали принимать современный облик. Собственно обширное, но не такое глубокое, как сейчас, Телецкое ледниково-подпрудное озеро во время последней дегляциации (позднее 16 тыс. л. н.) прорывалось не менее пяти раз, что фиксируется строением террасового ряда р. Бия [1].



Рис. 2. Зачистка основания иогачского разреза. Хорошо видны плотные ясно слоистые песчанистые глины прибрежной фации ледниково-подпрудных озёр. Июль 2008, фото Е.Ю. Пшеленского.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Русанов Г.Г. Озёра и палеогеография Северного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене. – Бийск: БГПУ им. В.М. Шукшина. – 164 с.

**КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КАЗАНЦЕВСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ  
И ОСОБЕННОСТИ ОЗЁРНОГО ЛИТОГЕНЕЗИСА В СЕВЕРНЫХ ПРЕДГОРЬЯХ АЛТАЯ**

**Русанов Г.Г.**

ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», Малоенсейское, gapse@mail.biysk.ru

**CLIMATIC CONDITIONS OF KAZANTCEVSKOE INTERGLACIAL  
AND PECULIARITIES OF LAKE LITOGENEZIS IN THE NORTH PIEDMONT OF ALTAJ**

**Rusanov G.G.**

OAS «Gorno-Altayan expedition» Maloeniseiskoe

Начало позднего неоплейстоцена Западно-Сибирской равнины (130-100 тыс. л. н.) выделяется как казанцевское межледниковье с климатическими условиями значительно более тёплыми, чем современные [1 и др.]. Однако в Горном Алтае и его предгорьях достоверные данные об этом периоде новейшей геологической истории до последнего времени не были установлены.

В позднем неоплейстоцене в северных предгорьях Алтая неоднократно возникало крупное дилювиально-подпрудное озеро, которое занимало низовья долин рек Иши, Чапши и Барды (бассейн Катунь). Впервые дилювиальная подпруда могла возникнуть в конце деградации среднееоплейстоценового (тазовского) оледенения или в самом начале казанцевского межледниковья, когда отложения фладстрима, прошедшего по Катунь, блокировали устье долины реки Иши, в результате чего и возникло озеро, существовавшее на протяжении казанцевского межледниковья [2]. Отложения этого озера в сентябре 1999 г. были вскрыты картировочными скважинами № 2 и 3.

Скважина № 2 (абс. отм. 267 м, 52°18'38" с. ш., 86°08'55" в. д.) пробурена в 2 км северо-западнее с. Красногорского на слиянии долин речек Чувыр и Барда. Эта скважина под голоценовым пойменным аллювием вскрыла в интервале 4,0-21,2 м верхнееоплейстоценовые озёрные отложения, которые с глубоким размывом и стратиграфическим несогласием вложены в глины павлодарской свиты позднемиоценового возраста [2]. Нижнюю часть этого разреза с сильно размывтой кровлей, вскрытую в интервале 17,0-21,2 м, мы относим к казанцевскому межледниковью. Она представлена тёмно-серыми плотными неслоистыми алевритистыми глинами с незначительной примесью разнотернистого песка и включениями плохо окатанного мелкого кварцевого и кварцитового гравия. Местами песок и гравий полностью отсутствуют. Сверху эти глины перекрыты озёрными отложениями сарганского возраста.

Из этих глин Е.А. Пономарёва, по нашим сборам, выделила три комплекса ископаемой семенной флоры оригинального состава.

Глубина 21 м – *Chara* sp. (6 оогоний), *Caulinia tenuissima* (A. Br. ex Magnus) Tzvel. (12 семян), *Caulinia* sp. (2 обломка), *Heleocharis palustris* R. Br. s. l. (1 орешек), *Urtica dioica* L. (1 орешек), *Polygonum tomentosum* Schrank. (2 орешка), *Chenopodium hybridum* L. (3 обломка), *Chenopodium glaucum* L. (5 семян), *Thalictrum minus* L. (3 плодика), *Viola biflora* L. (3 семени), *Hypericum* sp. (1 семя), *Sambucus* sp. (2 обломка). В этом же образце керна содержались зубы и кости грызунов, которые, к сожалению, остались не определёнными.

Глубина 20 м – *Chara* sp. (5 оогоний), cf. *Pinus* sp. (10 хвоинок), *Potamogeton perfoliatus* L. (1 эндокарп.), *Caulinia flexilis* Willd. (3 семени), *Caulinia minor* All. (2 семени), *Caulinia tenuissima* (A. Br. ex Magnus) Tzvel. (10 семян), *Caulinia* sp. (4 обломка), *Alisma plantago-aquatica* L. (2 тегмена), *Carex* subgen. *Vignea* (3 орешка), *Chenopodiaceae* gen. ind. (1 семя), *Thalictrum* sp. (1 обломок), *Viola* sp. (4 обломка), *Sambucus* sp. (1 семя).

Глубина 18 м – *Bryales* (3 веточки), *Sparganium simplex* Huds. (2 эндокарп.), *Potamogeton* sp. (5 обломков), *Caulinia tenuissima* (A. Br. ex Magnus) Tzvel. (3 семени), *Caulinia minor* All. (1 семя), *Caulinia* sp. (1 фрагмент семени), *Carex* subgen. *Vignea* (3 обломка), *Carex* ex gr. В (2 орешка), *Chenopodium* sp. (1 фрагмент семени), *Ranunculus* sp. (2 фрагмента плодиков), *Potentilla* sp. (1 фрагмент плодика).

В составе этих комплексов выделяется экзотическая группа теплолюбивых представителей семейства Najadaceae, представленная видами рода *Caulinia* (*C. tenuissima*, *C. flexilis*, *C. minor*). Они доминируют и в количественном отношении (от 16,6 до 40 %). По заключению Е.А. Пономарёвой, эти виды в отложениях верхнего неоплейстоцена не встречаются выше казанцевского межледниковья, для которого являются характерными. В настоящее время вид *Caulinia minor* обнаружен в водохранилище-охладителе Южнокузбасской ГРЭС на р. Кондома, где он обитает в зоне влияния сбрасываемых подогретых вод, температура которых в июне-сентябре составляет +26...30 °С [3].

Скважина № 3 пробурена в долине р. Чапша на юго-восточной окраине с. Красногорского (абс. отм. 260 м, 52°16'47" с. ш., 86°12'37" в. д.) [4]. Она также под голоценовым аллювием вскрыла в интервале 4,3-38 м верхнееоплейстоценовые озёрные и аллювиальные отложения, залегающие на окварцованных известняках вендеранкембрийского возраста. К казанцевскому межледниковью мы относим горизонт, вскрытый в интервале 22-38 м.

Он представлен глиной песчанистой с примесью мелкого (до 0,5 см) гравия и отдельными почти не окатанными кварцевыми гальками размером до 5 см. Отложения в верхней части интервала серого цвета, вниз по разрезу постепенно становятся желтовато-серыми с отдельными буро-жёлтыми прослоями. Генетически это аллювиально-озёрные образования прибрежно-дельтовой фации, формировавшиеся в условиях речного стока значительно ниже современного и слабой динамики осадконакопления, для которых характерны повышенные содержания магнетита (13,7 кг/м<sup>3</sup>) и циркона (1,27 кг/м<sup>3</sup>) [5].

Отложения этого интервала с резким эрозионным контактом перекрыты четырёхметровой толщей аллювиальных гравийных галечников с отдельными валунами, которые мы относим к эпохе ермаковского оледенения. Чёткий эрозионный контакт свидетельствует о длительном перерыве в осадконакоплении, размыве ранее накопленной толщи и смене обстановок седиментации [4].

Из этих песчанистых глин с глубин 25 и 30 м И.И. Тетерина, по нашим сборам, выделила единичную эвритермную фауну остракод – *Ilyocypris bradyi* Sars, *Ilyocypris* sp. l., *Cypria tambovenssis* Mand., *Candona rostrata* Alm. (5 экземпляров). Последний вид обитает на мелководьях с пышной растительностью при температуре воды до +26 °С [6].

С глубины 30 м Е.А. Пономарёва выделила палеокарпологический комплекс – *Chara* sp. (2 оогонии), *Abies* sp. (3 хвоинки), *Picea* sp. (10 хвоинок), Poaceae gen. indet. (7 тегменов), *Carex* ex gr. B (3 орешка), *Juncus* sp. (1 семя), *Polygonum aviculare* L. (11 орешков), *Polygonum hydropiper* L. (3 орешка), *Polygonum tomentosum* Schrank. (2 орешка), *Polygonum* sp. (2 орешка), *Rumex acetosa* L. (1 орешек), *Amaranthus retroflexus* L. (12 семян), *Chenopodium album* L. (8 семян), *Chenopodium* sp. (4 обломка семян), *Cerastium* sp. (1 семя), *Silene* sp. (2 семени), *Batrachium* sp. (1 плодик), cf. *Chelidonium* sp. (1 семя), *Ranunculus acer* L. (1 плодик), *Potentilla anserina* L. (1 плодик), *Potentilla* cf. *recta* L. (10 плодиков), *Potentilla* sp. (9 плодиков), *Viola* sp. (1 семя), *Primula* sp. (1 семя), *Anchusa* sp. (2 плодика), *Sium latifolia* L. (2 вислопл.), Ariaceae gen. indet. (1 плодик), *Linaria* sp. (1 семя), *Matricaria* cf. *inodora* L. (4 семянки), *Taraxacum* sp. (3 семянки).

Палеокарпологические комплексы, выделенные из керна скважин 2 и 3, по своему составу однотипны и восстанавливают растительность озера, его заболоченных берегов и прилегающей суши. Они представлены теплолюбивыми, умеренно теплолюбивыми и холодостойкими, но требующими тепла для своего развития, растениями, и не содержат явно выраженных фригофилов.

Из трав-гидрофитов, кроме каулиний, отмечаются *Sparganium simplex*, эвритермный рдест *Potamogeton perfoliatus*, а также водоросль *Chara*. Все эти растения характеризуют пресное застойное хорошо прогреваемое озеро со слабыми течениями и очень ослабленной динамикой озёрных вод [7]. Болотные травы более разнообразны. Среди них встречены семена представителей семейств Alismataceae, Cyperaceae, Juncaginaceae некоторых родов и видов семейств Ranunculaceae, Violaceae и других. Со склонов и междуречий занесены семена и плоды растений семейств Polygonaceae, Chenopodiaceae, Rosaceae, отражающих развитие разнотравно-луговых степей на плакорах. Древесные растения представлены лишь единичными семенами бузины (*Sambucus*) и хвоинками сосны, пихты, ели, которые были принесены в озеро речными водами с гор.

Озёрные отложения, содержащие эту семенную флору, накапливались в условиях умеренного достаточно тёплого и относительно влажного климата первой половины казанцевского межледниковья в пресном слабопроточном водоёме. Содержание карбоната кальция в этих глинах незначительно (до 3,3 %), что характерно для озёр с мягкой водой, расположенных в умеренном по температуре климате. В них не обнаружены и остатки солоноватоводных растений.

Единичная фауна остракод присутствует только в отложениях прибрежно-дельтовой фации, которые вскрыты скважиной № 3 у впадения реки Чапша в это озеро, а из моллюсков встречены в основании толщи на глубине 21 м, вскрытой скважиной № 2, лишь единичные обломки раковин теплолюбивого вида *Valvata pulchella* (определение И.И. Тетериной). Этот вид отсутствует в отложениях холодных ледниковых и стадийных эпох позднего неоплейстоцена [8].

Всё это свидетельствует о том, что озёрные воды были мягкими, отличаясь пониженными минерализацией, щёлочностью и жёсткостью. В такой среде в условиях гумидного климата и низких темпов осадконакопления раковины остракод и моллюсков быстро растворяясь, не сохраняются.

Озёрные темно-серые алевритистые глины рассматриваемого интервала, по результатам рентгеноструктурного анализа, гидрослюдистые с кварцем, хлоритом и полевыми шпатами. В них также отмечается примесь смешанно-слоистого монтмориллонит-хлорита, указывающего на повышенную увлажнённость климата в период осадконакопления. В то же время в этих глинах отсутствует аутигенный монтмориллонит, образование которого происходит в условиях щелочной среды и тёплого полувлажного климата при затруднённом стоке и чрезмерном испарении, при высокой концентрации железа и магния в растворе [9].

Пониженные содержания подвижных окислов железа (3,48 %), марганца (0,06 %), кальция (2,43 %), магния (1,18 %) свидетельствуют, по нашему мнению, о накоплении осадков этого интервала в слабопроточном водоёме, что способствовало их выносу. Значения отношений V/Zn и V/Zr, используемые для определения солёности вод бассейна осадконакопления [10], равные соответственно 1 и 0,4, и низкие содержания марганца

(0,03 %) соответствуют пресноводным условиям. В этот период озеро отличалось устойчивым гидрологическим режимом и высоким уровнем.

Увеличение отношения  $\text{CaO/MgO}$  (в нашем случае до 2,06) характерно для тёплых межледниковых эпох и позволяет судить не только о содержании карбонатов и их миграции, но и об их связи с развитием органики, а несколько повышенное значение отношения  $\text{FeO/Fe}_2\text{O}_3$  (равное 0,73) свидетельствует о ведущей роли восстановительных условий в осадконакоплении [9], и возможном сероводородном заражении. На это же, вероятно, указывает и довольно значительное содержание  $\text{SO}_3$  (1,23 %).

В алевритовой фракции озёрных отложений этого интервала установлены довольно значительные содержания аутигенного пирита (4,2 % от веса минералов тяжёлой фракции) в виде микроконкреций округлой формы диаметром до 0,1 мм [2]. Подобный пирит – результат взаимодействия гидромосульфида железа (гидротроилита) со свободной серой, выделяющейся при переработке микробами органических веществ. Образование же гидротроилита происходит в условиях затруднённой циркуляции и недостаточного притока кислорода в придонные слои воды [11]. Таким образом, этот аутигенный пирит характеризует резко восстановительные сероводородные геохимические фации.

Наряду с низкой щёлочностью и жёсткостью воды, сероводородное заражение всё же является, по нашему мнению, главной причиной почти полного отсутствия в этих отложениях фауны остракод и моллюсков. Причём, проявилось оно не сразу (в низах толщи присутствуют обломки раковин моллюсков и остракод), а накапливалось постепенно в течение длительного времени.

Выше отмечалось, что верхняя часть рассматриваемого интервала сильно размыта. В разрезе скважины 2 сохранилась лишь нижняя часть озёрных отложений, накапливавшихся в первую половину казанцевского межледниковья. Фактический материал (палеокарпологические комплексы, литолого-минералогические и геохимические особенности этих отложений), кратко изложенный выше, позволяет утверждать, что, по крайней мере, в первую половину этого межледниковья климат в северных предгорьях Алтая был достаточно тёплым и относительно влажным. Среднеиюльские температуры были выше современных не менее, чем на 3...4 °С, и могли достигать +22...23 °С, а годовая сумма осадков могла быть, вероятно, несколько ниже современных, в пределах 450...500 мм. В этих условиях озёрные воды в летний период могли прогреваться до температуры не ниже +23...26 °С. Богатая и разнообразная водная и прибрежная растительность и слабая динамика озёрных вод способствовали развитию сероводородного заражения придонных слоёв. В то время на склонах долин и плакорах были развиты ландшафты разнотравно-луговых степей, тогда как сейчас данный район находится на границе лесной и лесостепной зон.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. – 105 с.
2. Русанов Г.Г. Озёра и палеогеография Северного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене. – Бийск: ГОУВПО БПГУ, 2007. – 164 с.
3. Волобаев П.А. *Caulinia minor* – новый вид для флоры макрофитов Кемеровской области // Природа и экономика Кузбасса. – Новокузнецк, 1989. – С. 136-138.
4. Русанов Г.Г. Палеонтологическое обоснование стратиграфии отложений верхнего неоплейстоцена низкогогорья Северного Алтая // Эволюция жизни на Земле: Матер. III Международного симпозиума. – Томск: ТГУ, 2005. – С. 374-376.
5. Русанов Г.Г. О возможном наличии погребённых россыпей титана, циркона и магнетита в озёрных отложениях Северного Алтая // Известия Бийского отделения Русского Географического Общества. – 2006. – Вып. 26. – С. 116-119.
6. Коваленко А.Л. Кандониды (*Candonidae*, *Ostracoda*) юго-запада СССР. – Кишинёв: Штиинца, 1988. – 175 с.
7. Буракова А.Т. Распознавание озёрной обстановки и окружающего палеоландшафта по остаткам высших растений // Вестник Ленинградского университета. Сер. 7. Геология, география – 1986. – Вып. 2. – С. 71-75.
8. Попова С.М. Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных территорий. – М.: Наука, 1981. – 188 с.
9. Лукашёв В.К. Геохимия четвертичного литогенеза. – Минск: Наука и техника, 1970. – 295 с.
10. Янов Э.Н. Использование геохимических данных при палеогеографическом анализе // Советская геология. – 1980. – № 1. – С. 66-75.
11. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 2. – 574 с.



**НОВЫЕ ДАННЫЕ К ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В БАССЕЙНЕ  
ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ УРСУЛ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛТАЙ)**

**Русанов Г.Г.**

*ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», Малоенусейское, gapse@mail.biysk.ru*

**NEW DATA ON PALEO GEOGRAPHY OF THE LAST GLACIATION  
IN THE URSUL RIVER UPPER REACHES (CENTRAL ALTAI)**

**Rusanov G.G.**

*OAS «Gorno-Altayan Expedition», Maloeniseiskoe*

Бассейн верхнего течения реки Урсул площадью более 2000 км<sup>2</sup> ориентирован в субширотном направлении и ограничен Семинским хребтом с севера, и Теректинским хребтом с юга. Абсолютные высоты изменяются от 880 м (устье р. Каракол) до 2507 м (г. Сарлык, Семинский хр.) – 2792 м (г. Учемдек, Теректинский хр.). Река Урсул начинается от слияния рек Елб и Каирлык. На схеме среднеплейстоценового оледенения в бассейне нижней Катунь П.А. Окишева [1] ледник из долины Каирлыка выдвигался в долину Урсула, занимая её до устья реки Теньга на протяжении 10 км. Все остальные ледники не достигали долины Урсула, а в позднем неоплейстоцене они оканчивались в верховьях своих долин [2]. На схеме Б.А. Борисова и Е.А. Мининой в этой части Алтая в среднем неоплейстоцене отражено покровное оледенение, а в позднем – оледенение лишь в пределах Теректинского хребта [3]. Однако на Карте четвертичных образований России [4], изданной в 2001 г., среднечетвертичные ледниковые отложения в бассейне Урсула отсутствуют, а верхнечетвертичные развиты лишь в самых верховьях долин Теректинского хребта. На схеме последней ледниковой эпохи Алтая В.В. Бутвиловского [5], долины реки Урсул и его притоков до абс. высоты 1150 м занимало крупное ледниково-подпрудное озеро, а ледники, спускавшиеся с Теректинского хребта, занимали верхние участки долин правых притоков Урсула и тоже не выходили в его долину. Методом моделирования планового положения ледников на максимум последнего оледенения В.П. Галахов [6] установил, что в бассейне верхнего течения реки Урсул палеоледники Шибелик и Тугуем оканчивались в своих долинах. Язык Тархатинского ледника спускался в долину реки Елб, блокируя её, а ледники, спускавшиеся по долинам Каирлыка и Каракола выходили в долину Урсула, формируя протяжённые собственные языки, не сливавшиеся между собой. К сожалению, и в упомянутых выше работах, и в других литературных источниках отсутствует фактический материал, подтверждающий эти реконструкции.

Летом 2010 г. в бассейне верхнего течения реки Урсул при проведении геологической съёмки масштаба 1:200000 четвертичные отложения изучались специальными маршрутными исследованиями масштаба 1:50000. В результате удалось выявить широкое развитие экзарационных форм рельефа, и парагенетически связанные образования ледникового комплекса, залегающие на дневной поверхности, которые представлены собственно ледниковыми (моренными), флювиогляциальными и озёрно-ледниковыми отложениями.

Ледниковые отложения видимой мощностью до 2 м (в стенках термокарстовых западин) выявлены на плоской вершинной поверхности Теректинского хребта. Здесь к востоку от г. Монглак (1993,8 м) на абс. высоте 1858 м они представлены желтоватыми плотными песчанистыми глинами, насыщенными щебнем, мелкими (до 0,5 м) глыбами, плохо и среднеокатанными гальками и валунами (до 0,35 м) уплощённой и удлинённой формы. Петрографический состав обломков указывает на движение льда из Тюгюрюкского ледоёма, днище которого находится на абс. высоте 1550 м, на север через хребет в долины Улуты и Телюбая (левые притоки Каирлыка).

В прибортовых частях долин Каирлыка, Урсула и Каракола эти отложения сохранились фрагментарно. В береговых обнажениях и карьерах их вскрытая мощность до 10 м. В большинстве случаев они частично или полностью размыты и переотложены водотоками, сформировавшими обширные и мощные пролювиальные и пролювиально-селевые шлейфы и конусы, в составе которых часто встречаются эрратические валуны и глыбы.

В 2,5 км выше с. Шибе в обрыве на левом берегу Урсула вскрыты желтоватые плотные средне-мелкозернистые пески с невыдержанными маломощными прослоями щебня в верхней части разреза. В этих песках на глубине 1,5 м обнаружены правая ветвь нижней челюсти, ребро и локтевая кость цокора *Myospalax myospalax* Laxmann. По заключению А.В. Шпанского, они датируются поздним неоплейстоценом–голоценом. Отложения в этом обнажении, вероятно, накапливались в результате подпруживания долины Урсула ледниками, спускавшимися из долин Каракола (Теректинский хребет) и Туэжты (Семинский хребет). Очевидно, это ледниково-подпрудное озеро от устья Туэжты простиралось вверх по долине Урсула на 12 км, оканчиваясь не менее чем в 3 км выше с. Шибе, где долину перекрывала очередная ледниковая подпруда.

Здесь между сёлами Шибе и Теньга на левом берегу Урсула на абс. высоте около 1000 м обнаружены фрагменты основной морены. Она оставлена ледником, спускавшимся с плоской вершинной поверхности Теректинского хребта по широкому трогообразному логу, и полностью перегораживавшим долину Урсула. В её составе в большом количестве содержатся гальки, щебень, плохо окатанные валуны и глыбы габбро-долеритов, многочисленные тела которых известны в осевой части хребта в этом районе. В результате выше-расположенный участок долины Урсула (до верхнего конца с. Каракобы) на протяжении около 8 км и долину

р. Теньга (левый приток Урсула) на протяжении 16 км до абс. высоты не менее 1150 м занимало очередное ледниково-подпрудное озеро.

Выше этой морены озёрно-ледниковые отложения выполняют всё днище долины р. Теньга, в которые вложен лишь пойменный аллювий. В этой долине на восточном берегу Теньгинского озера на абс. высоте 1110 м вскрыты плотные желтоватые песчанистые (25,82 %) глины (72,85 %) с незначительной примесью алевролита (1,33 %). Глины гидрослюдистые с кварцем, хлоритом, полевыми шпатами и повышенными содержаниями карбоната кальция (14,80 %). В 4,2 км выше по долине на абс. высоте 1150 м в стенках оврага глубиной 2 м вскрыты плотные желтоватые слабоглинистые средне-мелкозернистые пески со значительной примесью грубозернистого песка и очень мелкой дресвы со склонов долины. У левого склона долины Урсула на окраине с. Теньга в карьере под метровой пачкой делювия вскрыты озёрно-ледниковые светло-серые плотные тонкогоризонтальнослоистые мелкозернистые пески видимой мощностью 1,5 м. Желтоватые средне-мелкозернистые озёрно-ледниковые пески мощностью не менее 5 м с редкими включениями мелкой дресвы и плохо окатанного гравия выполняют днище лога в левом борту долины Урсула в 1,2 км выше с. Теньга. Озёрно-ледниковые отложения – тонкогоризонтальнослоистые глинистые разнозернистые гравийные пески видимой мощностью до 8 м установлены в долине Урсула и у нижнего конца с. Каракобы на абсолютной высоте 1040 м, где их радиоуглеродный возраст определён Л.А. Орловой в  $9500 \pm 230$  лет (СОАН-8240).

В селе Ело́ на левом берегу р. Каирлык выше моста (абс. высота 1060 м) вскрыта морена Каирлыкского ледника мощностью до 8 м. Здесь она состоит из неслоистых массивных мелковалунных галечников, насыщенных дресвой, щебнем и гравием, плотно сцементированных желтоватым песчано-глинистым алевролитом. Обломки разной степени окатанности размером до 0,3 м в основном уплощённые и удлинённые. Крупный фрагмент морены этого ледника, прислонённой к левому борту долины Урсула в интервале абс. высот 1040-1080 м сохранился между устьем р. Каирлык и верхним концом с. Каракобы на протяжении около 3 км. Эта морена вскрытой мощностью 10 м представлена буроватыми песчанистыми глинами, насыщенными дресвой и щебнем, глыбами, плохо окатанными гальками и валунами размером от 0,3 до 1,5 м. Очень многие обломки имеют форму ледогранников и ориентированы по направлению долины. В толще наблюдается слабо выраженная субгоризонтальная слоистость. Наличие этой морены указывает на ледниковое подпруживание долины Урсула и образование выше по долине очередного (третьего) ледниково-подпрудного озера, которое занимало нижнюю часть долины реки Ело́.

В 2010 г. отложения этого озера вскрыты карьером до глубины 2,5 м на абс. высоте 1072 м у дороги Туэкта–Усть-Кан перед поворотом на с. Ело́. Они состоят из переслаивания желтоватых песчанистых (19,7 %) глин (80,3 %) мощностью 1-3 см с содержаниями карбоната кальция до 13,70 % и очень плотных глин (95,05 %) мощностью 5-10 см с незначительной песчано-алевритовой примесью (4,5 %), содержаниями карбоната кальция до 29,30 %, и хорошо выраженной тонкой (1-2 мм) горизонтальной микрослоистостью. Глины гидрослюдистые с кварцем, кальцитом, хлоритом и полевыми шпатами.

Сохранившиеся фрагменты озёрно-ледниковых плотных желтоватых песчанистых (14,11 %) глин (85,89 %) видимой мощностью до 4 м установлены у левого склона долины реки Ело́ в 2,6 км выше устья р. Табатай (4,5 км выше бывшей ледниковой подпруды). В них на глубине 1 м обнаружены ребро и левая большая берцовая кость *Citellus citellus* L., которые, по заключению А.В. Шпанского, датируются голоценом.

В Ело́вской котловине длиной 10 и шириной 3 км (нижняя часть долины Каирлыка) и на правом берегу реки Урсул ниже устья р. Каирлык широко развиты обширные флювиогляциальные зандры. Они формировались уже после спуска ледниково-подпрудных озёр и состоят из валунных галечников видимой мощностью (в береговых обнажениях и карьерах) до 5-6 м, и вложены в толщу ледниковых и пролювиальных отложений.

В долине Каирлыка на абс. высоте 1130 м карьером (2,7 км ниже с. Каирлык) глубиной до 6 м вскрыты флювиогляциальные валунные галечники с неясно выраженной субгоризонтальной грубой (0,3-0,5 м) слоистостью, с гравием и желтовато-серым разнозернистым песком в заполнителе, с редкими маломощными (до 5 см) линзами серых средне-крупнозернистых песков. В верхней части разреза до глубины 4 м доминируют мелкие средне и хорошо окатанные валуны. В нижней части разреза много плохо окатанных средних и крупных (до 0,7 м) валунов утюгообразной формы. Очень много дресвы и щебня. По всей толще довольно часто встречаются хорошо окатанные гальки и мелкие валуны габбро-долеритов, чуждых для бассейна верхнего течения р. Каирлык. В верхней части разреза встречаются голоценовые псевдоморфозы по ледяным клиньям, заполненные желтоватым песчано-алевритовым делювием, насыщенным вертикально залегающими гравием и гальками. Эта флювиогляциальная толща перекрыта маломощным (до 0,6 м) делювием, на контакте с которым обнаружены правая ветвь нижней челюсти и правая плечевая кость *Citellus citellus* L., датируемые, по заключению А.В. Шпанского, поздним неоплейстоценом–голоценом.

Очень широко развиты пролювиальные и пролювиально-селевые отложения, содержащие в значительных количествах эратические валуны и глыбы, попавшие в них в результате размыва и переотложения ледниковых образований. Полная мощность их нигде не установлена, а видимая (в карьерах) достигает 8-10 м. Возраст их, очевидно, определяется как позднесартанско-раннеголоценовый по вложению в них пойменного аллювия. В долинах Каирлыка, Алтайры, Урсула в кровле этих отложений до глубины 1 м нами обнаружены разнообразные кости крупных и мелких млекопитающих – *Capra* sp., *Equus caballus* L., *Alces alces* L., *Citellus citellus* L., датируемые в разных местах, по заключению А.В. Шпанского, поздним неоплейстоценом, концом

позднего неоплейстоцена – голоценом и голоценом. Резкое усиление селевой активности в конце позднего неоплейстоцена отмечается и в смежных районах Алтая – Усть-Канской и Ябоганской котловинах [7], в бассейне верхнего течения реки Коксы и Абайской котловине [8].

У выхода долин Улюты, Телюбая и Алтайры в долину Каирлыка флювиогляциальные зандры вложены в толщи основной морены и пролювиально-делювиальных шлейфов. У правого склона в низовьях долины Алтайры на археологической стоянке Кара-Бом, вскрыт разрез такого шлейфа (?), нижняя часть которого имеет ЭПР-даты в интервале 72,2-62,2 тыс. лет, а  $^{14}\text{C}$ -датировки его средней части – в интервале  $43300 \pm 1600$ – $30990 \pm 460$  лет [9]. В средней и верхней части этого разреза М.И. Дергачева [10] обнаружила и изучила погребённые почвы каргинского и сартанского возраста. По её заключению, сартанские почвы формировались в условиях менее глубокого похолодания, чем принято считать для этого времени. Флювиогляциальные зандры имеют, очевидно, позднесартанский возраст, отвечающий деградации последнего оледенения.

В свою очередь в ледниковые, флювиогляциальные, озёрно-ледниковые и пролювиально-селевые толщи вложены лишь аллювиальные отложения пойм. Первая и другие надпойменные аккумулятивные террасы древнее голоцена, сложенные аллювием, в бассейне верхнего течения реки Урсул не установлены. Точно такая же ситуация наблюдается в долине реки Коксы и Абайской котловине, ограничивающих Теректинский хребет с юго-запада, и, где ледниковые, флювиогляциальные, пролювиально-селевые отложения содержат кости ископаемых млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса, и датированы по  $^{14}\text{C}$  в интервале от  $18590 \pm 345$  лет до  $11240 \pm 160$  лет [8]. Поэтому, в свете вышесказанного, с большой долей вероятности можно заключить, что и в бассейне верхнего течения реки Урсул отложения ледникового комплекса датируются поздним неоплейстоценом и отвечают последнему (сартанскому) оледенению.

Подводя итог, можно сделать предварительные выводы.

1. Распространение в долинах верхнего Урсула и его притоков (Елб, Каирлыка, Каракола и других) баранных лбов, многочисленных эратических валунов и ледогранников от 0,5-2 до 4-6 м в поперечнике указывает на мощность льда не менее 150 м и на значительно более широкое распространение оледенения в данном районе, чем фрагменты сохранившихся морен.

2. Тюгурюкская и Елбская (долина нижнего Каирлыка) котловины в максимум оледенения представляли собой ледоёмы.

3. Ряд геологических и геоморфологических признаков указывают на то, что на Теректинском и Семинском хребтах были развиты ледники плоских вершин, выводные языки которых спускались далеко вниз по крупным логам и долинам, достигая долины Урсула, и блокируя её, что приводило к образованию ледниково-подпрудных озёр.

4. Во время последнего оледенения в долине верхнего течения реки Урсул и низовье долины реки Елб существовали три ледниково-подпрудных озера, разделённые ледниковыми плотинами. Гидрослюдистый состав озёрных глин указывает на их формирование в холодных условиях ледниковых и перигляциальных обстановок.

5. Формирование флювиогляциальных зандров происходило на этапе деградации оледенения после распада ледниковых плотин и спуска ледниково-подпрудных озёр, по мере отступления ледников вверх по долинам.

6. Формирование пролювиально-селевых образований началось на заключительном этапе деградации оледенения, когда окончательный спуск ледниково-подпрудных озёр, увеличение осадков, интенсивное таяние льда и многолетней мерзлоты резко активизировали селевую деятельность. В результате мощные селевые потоки частично размыли, переотложили и перекрыли отложения ледникового комплекса, сnivelировав ледниковый аккумулятивный рельеф.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Окишев П.А. К вопросу о размерах среднеплейстоценового оледенения Алтая // Вопросы географии Сибири. – Томск: Изд-во ТГУ, 1987. – Вып. 17. – С. 3-12.
2. Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. – Томск: Изд-во ТГУ, 1982. – 210 с.
3. Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полutom 2). – М.: Недра, 1984. – 556 с.
4. Карта четвертичных образований России. Масштаб 1:5000000 / Б.А. Борисов, Н.Р. Горбачевич, В.В. Запоруев и др. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
5. Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. – 252 с.
6. Галахов В.П. Опыт моделирования планового положения ледников 18-20 тысяч лет назад (бассейн реки Урсул, Алтай) // Бюллетень «Природные ресурсы Горного Алтая». – 2009. – № 1. – С. 77-82.
7. Зольников И.Д., Постнов А.В., Гуськов С.А. Процессы морфолитогенеза Усть-Канской и Ябоганской котловин в позднем неоплейстоцене // Геоморфология. – 2008. – № 4. – С. 75-83.
8. Рудой А.Н., Русанов Г.Г. Последнее оледенение в бассейне верхнего течения реки Коксы. – Бийск: ГОУВПО «АГАО», 2010. – 147 с.
9. Деревянко А.П., Николаев С.В., Петрин В.Т. Датирование физическими методами ( $\text{C}^{14}$  и ЭПР) отложений палеолитического памятника Кара-Бом // ALTAICA. – 1993. – № 3. – С. 3-8.
10. Дергачева М.И. Археологическое почвоведение. – Новосибирск: СО РАН, 1997. – 228 с.

**ПОЗДНЕВАЛДАЙСКИЕ ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ГЛИНЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРА  
РУССКОЙ РАВНИНЫ, ИХ СВОЙСТВА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ**

**Русаков А.В., Лесовая С.Н.**

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, spp-06@mail.ru*

**LATE-VALDAIAN GLACIO-LUCUSTRINE CLAYS IN THE NORTHERN PART OF THE CENTRAL  
RUSSIAN PLAIN, THEIR PROPERTIES AND PALEO GEOGRAPHIC INTERPRETATION**

**Rusakov A.V., Lessovaia S.N.**

*Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg*

**Постановка проблемы.** В компонентном составе почвенного покрова центра Русской равнины выявлено наличие ареалов сформированных на глинах почв, которые приурочены преимущественно к террасовидным поверхностям с абсолютными отметками (а. о.) около 130-160 м. Выступающие почвообразующими породами глины отличаются от распространенных здесь бескарбонатных и карбонатных лёссовидных (покровных) отложений меньшей облессованностью, а от морен – безвалунностью. Выходы глин имеют локальное распространение и четкую геоморфологическую позицию. Развивающиеся на глинах почвы в целом отражают «зональную» направленность почвообразовательного процесса, т. е. характеризуются наличием типичной для дерново-подзолистых почв южной тайги текстурной дифференциацией. На территории Ярославского Поволжья, расположенной в пределах ближайшей перигляциальной зоны центра Русской равнины, эти глины обычно не перекрыты более поздними отложениями. При характеристике почвообразующих пород региона [1] эти породы как самостоятельная единица не рассматривались.

Выявление хроноинтервала седиментации озерно-ледниковых (бассейновых) отложений представляет исключительное значение с палеогеографической точки зрения, в том числе для реконструкции ландшафтной обстановки региона на заключительных этапах позднего неоплейстоцена. Предположительно эти глинистые отложения в определенных гипсометрических позициях данной территории маркируют донные поверхности приледниковых подпрудных озер (ППО), существовавших в бассейне Верхней Волги в максимальную стадию осташковского оледенения, т. е. 18-20 тыс. л. н. Порог стока ППО проходил по Смоленско-Московской, Галичско-Чухломской возвышенностям и Северным увалам, один берег этих озер образовывал край ледника. В условиях равнин небольшое повышение гипсометрического уровня озер приводит к резкому увеличению площади затопления, что в свою очередь обуславливает формирование обширных массивов контрастных однородных и двучленных пород субаквального и супераквального генезиса. Строение и свойства последних во многом определяют тренд голоценового педогенеза развитых на них почв.

Для установления генетико-географических закономерностей формирования голоценовых почв, эволюции ландшафтов заключительного этапа позднего неоплейстоцена (около 10-20 тыс. л. н.) исключительное значение имеют данные о возрасте, генезисе и свойствах отложений. По различным оценкам, уровень поздневалдайских озерных бассейнов варьировал в широких пределах: от а. о. 98-122 м [2-4] до а. о. 140-162 м [5-10 и др.]. Причем большинство исследователей придерживаются последней точки зрения. Проведенные исследования [11, 12] для пылеватых супесчано-суглинистых почвообразующих пород, в том числе перекрывающих средневалдайские (46-25 тыс. л. н.) палеопочвы и педоседименты Ярославского Поволжья, показали, что существовала система региональных ППО в период максимальной стадии валдайского криохрона с еще более высоким предполагаемым уровнем стояния зеркала вод до а. о. 180 м.

Целью данной работы является выявление свойств глинистых почвообразующих пород центра Ярославского Поволжья, имеющих локальное распространение и занимающих высокие гипсометрические позиции, на основании общей их характеристики, данных микрофологического и минералогического анализов, а также палеогеографическая интерпретация полученных результатов.

**Объекты исследования.** Район исследования находится в центре Ярославского Поволжья (рис. 1 А) и представляет собой водораздельную поверхность Борисоглебской возвышенности и ее макросклон северной экспозиции, а также сопредельные участки, приуроченные к долине среднего течения р. Устье (рис. 1 Б). Объектами исследования послужили почвообразующие породы шести опорных почвенных разрезов на двух ключевых участках.

*Первый ключевой участок* охватывает плоско-западинную террасовидную столообразную поверхность Борисоглебской возвышенности с а. о. 150-160 м. Исследовались озерно-ледниковые глины (переходные к породе горизонты, почвообразующие и подстилающие горизонты), рассматриваемые как условные почвообразующие породы. Выбор опорных разрезов проведен на основании их гипсометрической приуроченности к террасовидной поверхности и охватывает варьирование высотных отметок.

Разр. 1Б-96 расположен на поверхности с а. о. 150 м, в нем исследовался гор. ВСg3. Разр. 4Б-96 расположен на а. о. 152 м, в нем исследовался гор. ВСt. Разр. 2Б-96 приурочен к а. о. 153 м, в котором изучался гор. Сgб.

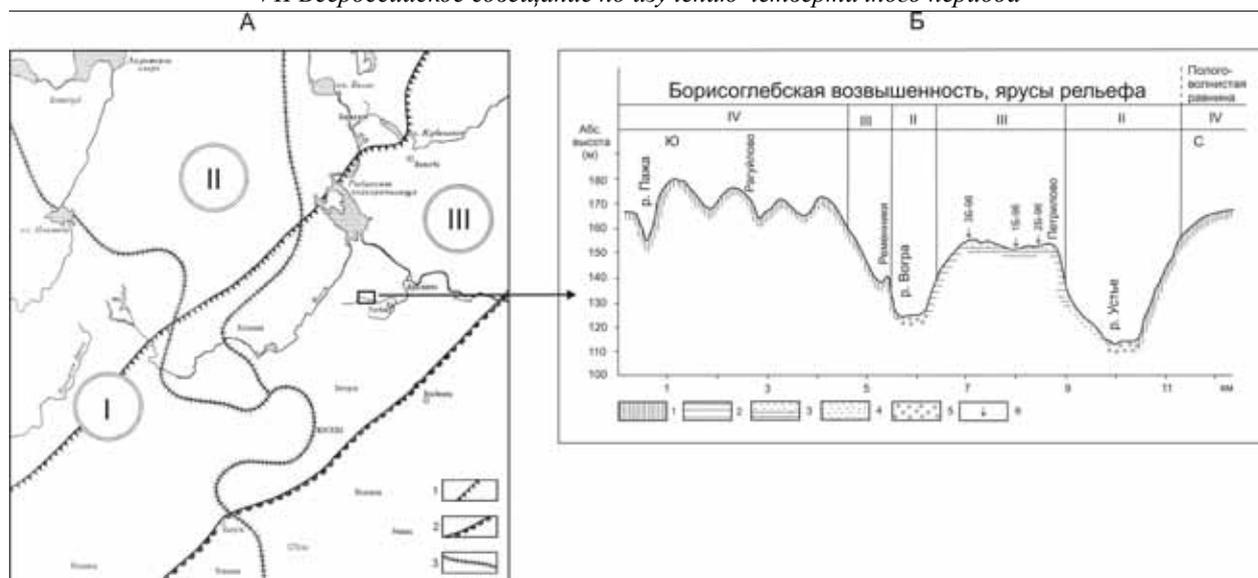


Рис. 1. Район исследования (А) и литолого-геоморфологический профиль по линии Борисоглебская возвышенность – полого-волнистая равнина (Б).

А: минералогические провинции морен по [1]: I – каолинит-гидрослюдистая; II – вермикалит-каолинит-гидрослюдистая; III – монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистая; Б: 1 – лессовидные суглинки и глины; 2 – озерно-ледниковые глины; 3 – озерно-ледниковые супеси, подстилаемые озерно-ледниковыми глинами; 4 – озерно-ледниковые супеси; 5 – аллювий; 6 – положение почвенных разрезов.

Перечисленные три породы можно рассматривать как «центральный образ» озерно-ледниковых отложений, занимающих низкий гипсометрический уровень. Эти породы не перекрыты другими по гранулометрическому составу отложениями. Образцы разр. 1Б-96 и 4Б-96 представляют собой породы, маркирующие плоскую донную поверхность наиболее низких гипсометрических позиций, а разр. 2Б-96 был заложен в пределах ложбинообразного понижения, что не исключает локальное перераспределение седиментационного материала. Разр. 3Б-96 расположен на поверхности с а. о. 156,5 м, в котором изучался гор. Dt2. Порода этого разреза перекрыта тонкосупесчаным озерно-ледниковым сортированным наносом. В контексте данного исследования этот образец используется для иллюстрации различий свойств пород в зависимости от ландшафтных условий осадконакопления, в том числе гипсометрической позиции.

*Второй ключевой участок* – полого-волнистая водораздельная поверхность Борисоглебской возвышенности с а. о. 200-210 м, которая по палеогеографическим данным в максимальную стадию последнего оледенения водами ППО не затопливалась. Здесь изучались заведомо субэральные почвообразующие породы, представленные бескарбонатными лёссовидными (покровными) и моренными глинами. Анализ этих тяжелых по гранулометрическому составу отложений приведен для иллюстрации специфики, а также сходства/различия с ними озерно-ледниковых глинистых отложений первого ключевого участка.

**Результаты и обсуждение.** Охарактеризованные поздневалдайские озерно-ледниковые глины, приуроченные к столообразной островной поверхности с а. о. ~150-160 м, обладают сходством как с лёссовидными и моренными глинами, занимающими высокие водораздельные поверхности (а. о. >200 м), так и отличительными чертами, которые зачастую проявляются на уровне тенденций. К специфическим свойствам озерно-ледниковых глин относятся: более плотное сложение, трещиноватость, тонкоплитчатая или плитчатая структура, отсутствие крупного валунно-галечного материала, песчано-пылевато-плазменное микросложение, включение тонкодисперсных пылевато-плазменных зон, более низкая емкость катионного обмена и высокая насыщенность основаниями, а также наблюдается тенденция увеличения кремнезема в наиболее облегченных по содержанию илистой фракции породах и занимающих повышенные гипсометрические отметки.

Хотя все изученные породы относятся к легким глинам, среди озерно-ледниковых отложений разр. 1Б-96 и 4Б-96 выделяются большей обогащенностью илистой фракцией, а не физической глины в целом. Эти разрезы маркируют плоскую донную поверхность наиболее низких гипсометрических позиций. Здесь илестая фракция достигает 45-48% и является максимальной для четвертичных отложений перигляциальной зоны Русской равнины. Остальные два разреза озерно-ледниковых глин, т. е. более высоких гипсометрических позиций, не отличаются значимо по содержанию илистой фракции и физической глины в целом от лёссовидных и моренных глин. Кроме того, озерно-ледниковые глины различаются по содержанию преобладающих фракций. Среди них можно выделить крупнопылевато-иловатые, занимающие наиболее низкие гипсометрические отметки (разр. 1Б-96 и 4Б-96), песчано-иловатые (разр. 2Б-96) и иловато-крупнопылеватые (разр. 3Б-96). Лёссовидные глины относятся к иловато-крупнопылеватым, а моренные к песчано-иловатым. Таким образом, среди самих

озерно-ледниковых глин выделяется наиболее контрастная по отношению к лёссовидным и моренным глинам группа пород самых низких гипсометрических позиций.

Выявлено, что по минералогическому составу илистой фракции озерно-ледниковые глины, как и моренные, и лёссовидные, находятся в пределах и наиболее близки к отложениям монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистой провинции, выделяемой в пределах московского оледенения на северо-востоке европейской территории России [1]. Однако наличие индивидуального хлорита в нескольких образцах только озерно-ледниковых глин (разр. 2Б-96 и 3Б-96) указывает на невозможность поступления материала с более высоких гипсометрических позиций, сложенных моренными и лёссовидными глинами. Учитывая сходство фазового состава всех исследованных пород, это предполагает поступление материала, содержащего хлорит, «водным» путем при высоком уровне ППО (а. о. > 160 м) и маркирует стадийность отложений материала в озерах. Результатом стадийности является то, что донные поверхности озер (начальный этап седиментации, разр. 1Б-96 и 4Б-96) сложены из того же материала, что и моренные, и покровные глины, а разр. 2Б-96 и 3Б-96 отражают более поздний этап седиментогенеза и предполагают влияние дополнительной питающей провинции.

По данным оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) возраст озерно-ледниковых глин составляет  $15,5 \pm 1,2$  тыс. л. н., а хроноинтервал их седиментации соответствует вепсовской стадии валдайского криохрона и маркирует донные поверхности озер до а. о. около 160 м. Определенный инструментально поздневалдайский хроноинтервал осадконакопления озерно-ледниковых глин в пределах обследованной территории согласуются с данными для Сухонского приледникового озера [7], также входящее в систему Верхневолжских ППО, с максимальным урезом воды на а. о. 145-160 м, также соответствует вепсовской стадии.

Морфоскульптура на окружающих склонах, обращенных к островной террасовидной поверхности, сложенной глинистыми поздневалдайскими отложениями (рис. 1Б), показывает, что последние могли накапливаться в лагунных условиях ППО. Причина сохранности озерно-ледниковых глинистых отложений, венчающих плоскую останцовую поверхность в пределах обследованной части Борисоглебской возвышенности, вероятно, заключается в том, что исходно эти отложения накапливались на дне ППО, бортами которых были высокие (а. о. более 180 м) склоны Борисоглебской возвышенности и полого-волнистой равнины (рис. 1Б). После вепсовской стадии оледенения (позже 16 тыс. л. н.) произошел достаточно быстрый сброс вод системы ППО по прадолинам, наследованными долинами рек Вогра и Устье (рис. 1Б). О резкой смене режима осадконакопления говорит то, что в этот период фиксируется наличием в составе поверхностных отложений контрастных двучленных наносов, в которых озерно-ледниковые глины перекрыты супесями (разр. 3Б-96).

Таким образом, анализ полученного фактического материала дает основание выделить поздневалдайские озерно-ледниковые глины в самостоятельную генетическую группу четвертичных отложений северной части приледниковой зоны Русской равнины, ограниченной линиями продвижения московского и валдайского (осташковского) ледников.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-04-00392а).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Болиховский В.Ф., Зырин Н.Г. Глинистые минералы почвообразующих пород центральной части Русской равнины // Почвоведение. – 1975. – № 10. – С. 114-125.
2. Алешинская З.В., Гунова В.С. Плейстоценовые озера Ростовской котловины и ее окрестностей // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. – СПб: Наука, 1998. – С. 345-350.
3. Сомов Е.И. Геологическое строение северной части Ярославской области // Тр. Моск. геол. управления. – 1939. – Вып. 31. – Ч. 2. – 56 с.
4. Спиридонов А.И., Спиридонов Н.А. К геоморфологии Молого-Шекснинской низины // Вестн. МГУ. – 1951. – № 12. – С. 131-142.
5. Ауслендер В.Г. Морфологические и генетические особенности террасовых поверхностей Молого-Шекснинской низины близ г. Череповца // Мат. по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. –Л., 1966. – Вып. 5. – С. 233-240.
6. Гросвальд М.Г., Котляков В.М. Великая приледниковая система стока Северной Евразии и ее значение для межрегиональных корреляций // Четвертичный период. Палеогеография и литология. – Кишинев: Штиница. – 1989. – С. 5-13.
7. Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Палеогидроморфизм почв Русской равнины – развитие концепции // Почвоведение. – 1995. – № 1. – С. 63-72.
8. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озёр и внутренних морей Восточной Европы. –Л.: Наука, 1975. – 278 с.
9. Палеогеографическая основа современных ландшафтов. – М.: Наука, 1994. – 205 с.
10. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (Северо-запад России). Материалы Международного симпозиума. – М.: ГЕОС, 2000. – 99 с.



(палинокомплекс 9). На глубине 3,9-3,4 м – темно-серая легкосуглинистая гиттия, прослеживается четкая косая несогласованная слоистость, обилие кварцевых зерен, встречаются тонкие прослойки торфа, остатки древесной растительности (палинокомплекс 8). Возраст гиттии по  $^{14}\text{C}$  составляет  $39600 \pm 1200$  л. н. (ИГАН 3932).

Выше по разрезу описанные слои резко сменяются палеоглеевой толщей (3,4-3,2 м), представленной предположительно горизонтом Gb брянской (?) почвы, для которого характерна сизовато-серая окраска, наличие роренштейнов по ходам древних корней. Основная толща тела террасы (3,2-2,4 м) представлена буровато-рыжей и красновато-рыжей леко- и среднесуглинистой толщей опесчаненного мореноподобного переотложенного суглинка, обогащенного мелкими валунчиками и единичными крупными валунами. На глубине около 2,4-2,3 м диагностирована отчетливо выраженная на всем протяжении расчистки маломощная поздневалдайская надмерзлотно-дерново-глеявая палеопочва (строение профиля AYgb–Gb). Возраст горизонта AYgb по  $^{14}\text{C}$  составляет  $16530 \pm 380$  л. н. (ИГАН 3932), что соответствует трубчевскому горизонту. Палеопочва перекрыта рыжеватой-охристой опесчаненной суглинистой толщей, обогащенной валунчиками (2,3-2,0 м). Вверх по разрезу резко выделяется «кармановидное» заполнение, представленное грубопесчано-гравийно-галечниковым материалом, резко сменяющееся слоем переотложенных слоистых крупнопылеватых суглинков (палинокомплекс 1). Возраст «кармановидного» заполнения, по данным  $^{14}\text{C}$  сохранившихся фрагментов травянистых растительных остатков, составляет  $9870 \pm 120$  л. н. (Ki 16679). В толще пылеватых суглинков сформирован стратозем серогумусовый глубоко оглеенный легкосуглинистый. Возраст гор. RU стратозема (около 1,5 м) по  $^{14}\text{C}$  оценивается в  $2630 \pm 90$  л. н. (ИГАН 2654).

Как показали наши исследования, наибольшей насыщенностью пылью и спорами отличается нижняя часть разреза (рис. 1). Пыльцевые спектры с глубины 3,4-4,2 м характеризуют растительность, характерную для эпохи микулинского межледниковья (мы же имеем другую C14 дату) [2, 3]. Выделяется три этапа развития растительности.

Первый этап (основание разреза) отражает широкое развитие сосново-березовых лесов с участием дуба и вяза, что соответствует пыльцевым зонам M2–M3 – начальный этап межледниковья по В.П. Гричуку [2, 4]. Второй этап соответствует оптимальным условиям межледниковья. Доминировали широколиственные леса. Пики максимума дуба и вяза сменяются пиком липы, затем граба при доминировании ольхи и лещины – зоны M4–M6 [2, 4]. В климатический оптимум межледниковья на территории произрастали неморальные грабовые леса с липой и дубом. В заключительный этап межледниковья отмечается сокращение широколиственных пород и увеличение ели в составе лесных ценозов. Доминировали еловые и елово-сосновые леса с участием вяза и липы (зона M-7 с верхним максимумом ели). Появляется пыльца недревесных форм березы, споры *Selaginella selaginoides*. Возможно, это связано с заключительным этапом межледниковья.

Таким образом, получена полная палинологическая характеристика смен растительности, характерная для микулинского межледниковья [2, 3, 4].

Установлено, что на границе гиттий, обогащенных линзами торфа и гиттий, имеющих косослоистое сложение (палинозоны 8 и 9) происходит резкая смена состава пыльцевых спектров. В палинокомплексе 8 резко сокращается количество спор *Polypodiaceae*, появляются споры *Sphagnum* и *Lycopodium*. Вместе с тем, фиксируется доминирование пыльцы широколиственных пород. Такое резкое изменение состава спектров может быть связано с резкой литологической границей и/или с перерывом в осадконакоплении. Несмотря на то, что по палинологическим данным, формирование (накопление) слоя 3,9-3,4 (палинокомплекс 8) происходило в климатический оптимум межледниковья, датировка углерода этой толщи по  $^{14}\text{C}$  показывает, что формирование этой толщи разреза Черемошник происходило в начальный этап брянского мегаинтерстадиала (стадия МИС3). Учитывая, что датированная толща гиттий, обогащенная линзами низинного торфа, отличается слоистостью, не исключено, что омоложение абсолютного возраста отложений, соответствующих палинокомплексу 8 обусловлено примесью более молодого (ранневалдайского) субстрата из вышележащей толщи (палеоглеевый ранневалдайский горизонт). С другой стороны, возникает необходимость определения современными инструментальными методами абсолютного возраста микулинских осадков, тем более что спорово-пыльцевые спектры диагностируют растительность именно микулинского межледниковья.

Несмотря на полученные радиоуглеродные датировки из погребенных почв и растительных осадков из отложений, перекрывающих гиттии, в т.ч. обогащенные линзами торфа, плохая сохранность спор и пыльцы не позволила получить надежные спектры для валдайских осадков. На этом фоне прогумусированный горизонт голоценового стратозема, сформированного на переотложенных пылеватых суглинках (на глубине ~1,5 м) позволил выявить характер растительности начала субатлантики голоцена (см. выше) – преобладание сосново-березовых лесов с участием ели и заболоченных территорий (рис.).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-04-00392а).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Четвертичные отложения окрестностей г. Ростова–Ярославского. Путеводитель экскурсии 10-В. 27 Международный геологический конгресс. СССР, Москва. – М., 1984. – 26 с.



2. Гричук В.П. Растительность Европы в позднем плейстоцене // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. Атлас-монография. – М.: Наука, 1982. – С. 92-109.

3. Novenko E.Yu., Velichko A.A., Suganova I.S., Junge F.W., Boettger T. Dynamics of vegetation at the Late Pleistocene glacial/interglacial transition (New data from the Center of the East European Plain). Polish Geological Institute. – 2005. – V. 16. – P. 77-82.

4. Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. – М.: Наука, 1989. – 182 с.

## ФОРМИРОВАНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВО ВПАДИНЕ БЕЛОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ – ГОЛОЦЕНЕ

Рыбалко А.Е.<sup>1</sup>, Журавлев В.А.<sup>2</sup>, Семенова Л.Р.<sup>3</sup>, Шевченко В.П.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> ФГУНПП «Севморгео», Санкт-Петербург

<sup>2</sup> ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция», Мурманск

<sup>3</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

<sup>4</sup> Институт океанологии РАН, Москва, rybalko@sevmorgeo.com

## FORMING OF THE QUATERNARY SEDIMENTS IN THE WHITE SEA DEEP IN LATE NEOPLEISTOCENE - HOLOCENE

Rybalko A.E.<sup>1</sup>, Zuravlev V.A.<sup>2</sup>, Semenova L.R.<sup>3</sup>, Shevtschenko V.P.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> State company «Sevmorgeo», Saint-Petersburg,

<sup>2</sup> JSC «Marine arctic prospecting expedition», Murmansk,

<sup>3</sup> Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St-Petersburg

<sup>4</sup> Institute of oceanology RAS, Moscow

История формирования четвертичных отложений во впадине Белого моря насчитывает длительную историю. Первая схема строения четвертичного покрова была создана в 1956 г. И.К. Авиловым. Дальнейшая история развития этого вопроса связана с трудами Беломорской экспедиции ИО РАН в начале 70-х годов под руководством Е.Н. Невесского. В составленной по результатам этих исследований стратиграфической схеме были выделены ледниковые, ледниково-морские и морские отложения, а также переходные слои между двумя последними подразделениями. Концептуальной основой схемы развития Белого моря в позднем плейстоцене являлось накопление мощной толщи ледниково-морских осадков в условиях подледной седиментации при одновременном развитии свободных ото льда палеобассейнов по периферии остаточного ледникового покрова. Была также дана подробная биостратиграфическая и литологическая характеристика выделенных подразделений.

Следующий этап изучения четвертичных отложений беломорского бассейна был связан с проведением опытно-методических и опытно-производственных морских геологосъемочных работ в масштабе 1:200000 ВСЕГЕИ. В результате этих работ были составлены карты четвертичных отложений на площадь, составляющую почти 70% Белого моря (за исключением Горла и Воронки), разработана подробная литостратиграфическая схема верхнечетвертичных отложений, опирающаяся на комплексный биостратиграфический анализ, включающий изучение спор и пыльцы, диатомовой флоры и фораминифер. Был проведен анализ малакофауны в районе Анзерского острова, а также палеомагнитные исследования кернов. Был сделан вывод о раннем развитии приледникового (внутриледникового палеобассейна в Беломорской котловине и о сложном развитии процесса перехода от ледниково-морского к морскому бассейну. При этом были установлены общие черты в истории развития морских и озерных бассейнов, расположенных по периферии Балтийского кристаллического щита. В 80-х годах прошлого века геологическое картирование масштаба 1:200000 производила Новодвинская экспедиция Архангельскгеологии. Было составлено два листа в Горле Белого моря и один лист в устье реки Мезень

Вопросы формирования четвертичного покрова в беломорской котловине всегда интересовали и геологов-четвертичников, работающих на суше. Эти вопросы рассматривались в трудах М.А. Лавровой, С.А. Стрелкова и других геологов. В последние годы к этому вопросу привлечено внимание В.Я. Евзерова и В.В. Кольки, которые опираются на результаты изучения донных отложений мелких озер, расположенных вдоль берега Белого моря.

В период с 2003 по 2007 гг. проводились совместные работы ИО РАН и ФГУНПП «Севморгео» по изучению истории развития Белого моря, включающие отбор длинных трубок и их детальный анализ. В 2008-2010 гг. МАГЭ осуществило несколько проектов, включавших сейсмоакустическое профилирование и отбор трубок в Белом море, которые легли в основу подготовки нового листа карты четвертичных отложений беломорского

региона (Q-37, 38, 39), в подготовке которого участвовали также специалисты ВСЕГЕИ и ФГУНПП «Севморгео». Материалы этих работ позволили получить новые данные о строении четвертичного покрова Белого моря и истории его формирования. Эти вопросы и легли в основу данного доклада, который касается только акваториальной части, т.к. полученные новые и отчасти уникальные данные изучения рыхлого покрова на суше позволили существенно уточнить палеогеографические элементы на протяжении позднего неоплейстоцена и голоцена.

Четвертичные отложения покрывают дно Белого моря практически сплошным чехлом, выклиниваясь только на отдельных структурных поднятиях в зонах интенсивных блоковых неотектонических движений в Кандалакшском заливе и вдоль южного берега Кольского полуострова. Мощность четвертичного покрова в пределах акватории испытывает резкие колебания от 0 до 100-200 м, составляя в среднем 30-40 м. Они представлены преимущественно отложениями последнего гляциоседиментационного цикла: мореной осташковского оледенения и толщey поздне-последнедевских осадков. Наибольшие мощности связаны с древними эрозионно-тектоническими врезами. Наиболее протяженный и глубокий врез прослеживается вдоль юго-западного крутого борта Кандалакшского грабена. Его основание выделено по данным МОВ ОГТ на глубине до 480 м от уровня моря, а максимальная мощность осадочных образований достигает 200 м в центральной части бассейна, где ледниковый язык из Кандалакшского грабена упирался в трансформную тектоническую зону и сливался с юго-западной лопастью. Сейсмогеологический разрез по этому профилю представлен на рис. 1. Значительные мощности четвертичных отложений связаны также с моренными валами, отражающими границы древних ледниковых языков. Здесь она может достигать 100 и более м. Именно в этих валах по данным проведенного МАГЭ сейсмоакустического профилирования была зафиксирован четкий отражающий рефлектор, который, видимо, разделяет тиллы двух различных возрастов. Наиболее древние из них могут соответствовать морене московского возраста.

Наиболее древними и подтвержденными по данным бурения в Горле Белого моря являются отложения микулинского межледниковья (бореальной трансгрессии). Им соответствуют отложения СКШ, которые выделяются по данным НСП вдоль терского побережья и в Горле Белого моря. Отложения несогласно залегают на эродированной поверхности палеозойских пород, плащеобразно перекрывая неровности подстилающего рельефа. Внутренняя структура комплекса на сейсмозаписи слоистая, иногда прерывисто-слоистая. В стратиграфическом отношении этому ССК соответствует только одна толща – mШmk. Отложения вскрыты буровой скважиной №2, располагающейся вблизи устья реки Верхняя Золотица, где представлены 10-метровой толщey глинистых песков с многочисленным раковинным детритом. Возраст песков по данным термолюминесцентного анализа составляет от 110 до 160 тыс. лет [Соболев и др., 1995].

В большинстве случаев на денудированной поверхности коренных пород залегают отложения СКП, которые всегда сопоставлялись с ледниковыми образованиями. На сейсмозаписи проявляется яркими хаотическими отражениями, иногда с признаками разноориентированной слоистости, с черепицеподобными осями синфазности и осями дифракции. Образования ССКП часто формируют рельеф морского дна, заполняют палеодолины. По положению в разрезе выделяются два подкомплекса:

– ССКПа слагает нижнюю часть моренных образований (тектонический тилл) в глубоком протяженном врезе в южном борту Кандалакшского грабена. В длину они достигают 60 км, при ширине 10-15 км, имеют среднюю мощность 50-60 м (максимально – 100 м). На сейсмограммах отложения отделяются от вышележащих ледниковых образований довольно четкой и неровной границей. Основываясь на косвенных признаках можно отнести их к моренным и межморенным отложениям ранневалдайского, а возможно, и более древнего возраста.

– ССКПб наиболее широко распространен на дне Белого моря. Он представлен основной мореной, покрывающей поверхность морского дна, боковыми и конечными моренами. Мощность отложений данного сейсмокомплекса весьма изменчива. Наименьшая мощность отмечается в центральной части Бассейна, что может быть обусловлено как длительным существованием здесь толщи мертвого льда, так и минимальным экзаризирующим воздействием ледника на ложе депрессии. Этому ССК соответствуют объединенные отложения gШos. Ледниковые отложения были вскрыты вибротрубками в северной части Кандалакшского залива, где сложены глинистыми песками с большим содержанием валунно-щебнистых обломков кристаллических пород. Для ледниковых образований характерны очень высокая плотность, специфическая «кексоподобная» текстура и наличие небольшого количества сильно деформированной пылцы. Наиболее значимым морфоскульптурным элементом моренных отложений являются краевые моренные образования Маргинальные морены в виде двух гряд протягиваются с Кольского полуострова вдоль Терского берега от устья р. Оленица до Горла Белого моря (см. рис. 1). Мощность гряд достигает 100 м. Краевой комплекс моренных образований по данным НСП развит вдоль Зимнего берега в Двинском заливе, а также у северо-западной оконечности Онежского полуострова. Широко развиты моренные образования и в Горле. Особенно крупные гряды протягиваются от мыса Воронов к о. Моржовец, мощность ледниковых отложений здесь достигает 60-80 м. Гряды асимметричны с крутым северным и относительно пологим южным склонами.

ССК1 охватывает широкий спектр поздне-последниковых отложений, слагающих верхнюю часть четвертичных отложений, среди которых выделены водно-ледниковые, флювиогляциальные, флювиальные и морские отложения различного генезиса. По характеру записи в составе данного сейсмостратиграфического комплекса можно выделить несколько подкомплексов. Сейсмокомплекс СК1а завершает сейсмостратиграфический разрез и представлен яркими отражениями в виде субгоризонтальной прерывистой слоистости или ряби. Эти отложения широко распространены и тяготеют к Карельскому, Терскому берегам и моренным грядам. Отложения плащеобразно залегают, заполняя понижения, сглаживая рельеф подстилающих пород. Им соответствуют флювиогляциальные, ледниково-озерные и ледниково-морские отложения, развитие которых происходило главным образом в позднем неоплейстоцене. Ледниково-морские отложения (gmIIIos) являются одним из наиболее распространенных на беломорском шельфе типом осадочных образований. Они сплошным покровом перекрывают ледниковые образования, а на глубинах свыше 50-60 м перекрываются осадками голоценового возраста. На глубинах менее 50-60 м в открытой части моря ледниково-морские отложения выходят на поверхность дна. Здесь они обычно перекрыты только маломощным слоем перлювия мощностью менее 50 см. В Онежском заливе отложения представлены глинистыми песками, которые вверх по разрезу сменяются коричневыми полосчатыми плотными глинами. К северу от Соловецкого архипелага осадки представлены монотонными пепельно-серыми песчанистыми глинами и фациально их замещающими ленточнослоистыми глинами и алевритами с небольшой примесью гравийных зерен и гальки. Для всех изученных разрезов характерен «трансгрессивный» тип, выражающийся в переходе вверх по разрезу слоистых текстур в монотонные, с постепенным уменьшением примеси песчаных и алевритовых частиц. ССК1б отчетливо выделяются в самой верхней части осадочного разреза полупрозрачной записью, часто без видимых внутренних отражений. Плащеобразно перекрывают и нивелируют рельеф подстилающих отложений. Эта запись соответствует морским нефелоидным осадкам, развитым во всех пониженных частях рельефа. Однако анализ данных НСП и геологического проботбора позволил выделить несколько подтипов этого генетического типа. Одним из них являются морские нефелоидные отложения (mnH) с «плотинным» типом аккумуляции. Это мощные зоны накопления нефелоидных осадков, формирующихся со стороны берега у моренных гряд, которые и оказыва-

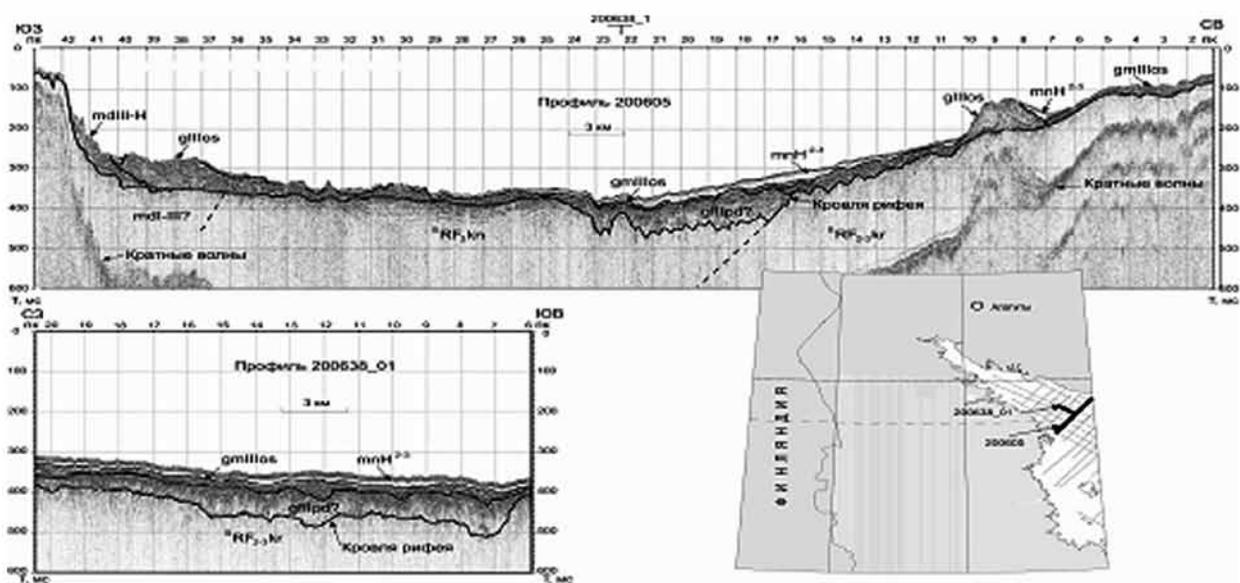


Рис. 1. Сейсмоакустический профиль через глубоководную часть Белого моря с геологической интерпретацией четвертичных отложений (материалы МАГЭ).

ют «плотинный» эффект (рис. 1). Мощность сформированных таким образом осадочных тел достигает 35 м. На сейсмоакустической записи - это полупрозрачные тела со слабо выраженной слоистостью и проградационной структурой. Они четко выделяются на сейсмограммах по выпуклой форме слагаемых ими тел. Отобранные здесь трубки свидетельствуют о накоплении типичных зеленовато-серых нефелоидов с темными стяжениями гидротроилита. Другим генетическим подтипом, впервые выделенным при морских геологосъемочных работах являются отложения, слагающие компактное тело в Белом море на выходе из Горла. Выделены по характерной проградационной слоистости и значительной мощности. Располагаются в зоне дивергенции и ослабления придонных течений, направленных из Горла в бассейн Белого моря, в результате чего происходит разгрузка и осаждение материала со сменой песчаных разностей алеврито-пелитовыми. По существу выде-

ленное тело представляет своеобразный фан, что подтверждается выпуклой формой аккумулятивного тела, формирование которого началось с момента прорыва баренцевоморских вод в Белое море в позднем неоплейстоцене. Мощность осадков по данным сейсмоакустического профилирования достигает 30 м. Геофизические данные нашли свое подтверждение по данным пробобора, выполненного ИОРАН и Севморгео в 2005 г. В отобранных колонках представлены миктитовые существенно пелито-алеверитовые слоистые осадки. ССКЕ на сейсмозаписи представлен в виде песчаных гряд, волн и рифелей, слагающих комплексы, перекрывающие все подстилающие отложения. Он соответствует флювиальным приливно-отливным позднеголоценовым осадкам, широко развитым в Горле, Воронке и Мезенском заливе, а также в проливах Онежского залива. Они встречаются на различных глубинах, но на мелководьях менее 10 м фашиально замещаются волновыми осадками. Представлены песками мелко- и среднезернистыми, мощность осадков обычно 1-3 м, достигает 15 м. Характерной чертой осадков данного генетического типа является их мезорельеф, представленный песчаными лентами, волнами и грядами. Песчаные ленты шириной в несколько десятков метров представлены тонким слоем песка с рифельной поверхностью, вытянуты вдоль преобладающих течений. Песчаные волны имеют высоту до 2-3 м и характеризуются специфической луноподобной формой гребней. Песчаные гряды представляют собой продольные формы рельефа, сложенные несколькими генерациями песчаных волн. Распределение осадков мозаично и полосы песка разделены зонами абразионного дна. Возраст этих отложений условно принимается как верхнеплейстоценовый – голоценовый, то есть с момента открытия проливов.

Таким образом, анализ новых сейсмоакустических и геологических данных позволил построить стратиграфическую схему четвертичных отложений, начиная с московского времени, выделить новые генетические подразделения, существенно уточнить границы распространения и возраст ледниковых языков. Впервые дана характеристика четвертичных отложений в северной части Воронки Белого моря. Главный итог – это единая по идеологии карта четвертичных отложений для суши и моря.

## **ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ШЕЛЬФАХ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ**

**Рыбалко А.Е., Федорова Н.К.**

*ФГУНПП «Севморгео», Санкт-Петербург, rybalko@sevmorgeo.com*

## **LYTOGENETIC AND GEOCHEMICAL FEATURES OF FORMATION OF MARINE HOLOCENE SEDIMENTS ON GLACIAL SHELVES OF NORTHWESTERN RUSSIA**

**Rybalko A.E., Fedorova N.K.**

*State company «Sevmorgeo»*

Генетическое разделение четвертичных отложений является всегда актуальной задачей, так как именно генетические типы четвертичных отложений лежат в основе составления карт четвертичных отложений. Генезис осадков и понимание пределов их возможных деформаций как в физико-механическом, так и геохимическом смыслах помогают еще в одном очень важном процессе – понимании «геологических опасностей», связанных с условиями осадконакопления, а вовсе не с антропогенным воздействием на них, как иногда трактуются результаты химических анализов донных отложений. В связи с этим в своем выступлении мы хотели бы остановиться на двух аспектах: генетической типизации морских отложений и некоторых природных процессах, которые могут отрицательно сказываться на формировании геохимической структуры донных осадков, что имеет прямое отношение к образованию чехла рыхлых отложений в морях гляциальной зоны.

Вопросы генетической типизации донных отложений занимали внимание многочисленных исследователей, Начиная с Е.В Шанцера, который хоть и выделял единый генетический тип морских отложений, но всегда говорил, что это более крупное подразделение, эти вопросы конкретно изучались Ф.Г. Фроловым, Ф.А. Щербаковым, которые предложили свои варианты генетических классификаций четвертичных отложений. Свой вариант данной классификации был разработан, адаптирован для целей геологического картирования и представлен в ряде методических пособий ВСЕГЕИ. Во всех этих схемах главным классифицирующим признаком являлась динамика водной среды. Наряду с этим направлением достаточно давно и успешно развивалось и другое – фашиальное классифицирование седиментационных обстановок на дне моря, основанное главным образом на глубине морей и океанов и удаленности этих обстановок от берега. Оно восходит еще к первым попыткам разделить условия осадконакопления по экологическим характеристикам, выделяя литоральные, батальные, абиссальные и другие подразделения, которые до сих пор активно используются при гидробиологических исследованиях.

Предметом нашего обсуждения являются донные образования северо-западных шельфовых морей России, к которым относятся как полузакрытые внутренние моря (Белое и Балтийское) и открытый окраинный бассейн, известный под названием Баренцево-Карский шельф. Первые два морских бассейна располагаются по периферии Балтийского кристаллического щита и своим образованием обязаны во многом процессам ледниковой экзарации на контакте твердых и мягких горных пород. Баренцево море преимущественно локализовано в пределах Баренцево-Карской плиты и о характере его оледенения до сих пор идут жаркие дискуссии.

Во внутренних морях главными динамическими факторами являются волновые процессы, течения различной природы и нефелоидное осадконакопление, которое относится к типично бассейновым образованиям. Активная аккумуляция обломочного материала происходит в устьях крупных рек: Северной Двины и Печоры, где в первом случае сформирована мощная дельта, а во втором – дельта образовывалась на более ранних этапах геологической истории, а в настоящее время дельтовые осадки представлены в виде размытых кос. Дополнительными факторами формирования осадков являлись подводные оползни и оплывания на склонах, которые протекают более активно, чем на суше из-за крайне низкой устойчивости самих осадков, а также современные геодинамические процессы, оказывающие непосредственное влияние на фациальную зональность, точнее, нарушая ее, за счет образования зон подъема морского дна, активизируют гравитационные процессы и т. д. Следствием этих процессов, а также активности придонных течений является образование так называемых перлювиальных отложений, которые формируются за счет выноса мелкозема и формирования остаточного покрова более грубозернистых осадков, нежели это возможно за счет современных динамических факторов аккумуляции. Именно это обстоятельство придает современному покрову донных осадков мозаичный характер, а с точки зрения формирования четвертичного покрова приводит к перерыву осадконакопления внутри единого водного бассейна. Это хорошо показывают материалы высокочастотного профилирования, когда, в Белом море, в его центральной глубоководной впадине даже на глубинах 180–200 м нет современного нормального осадконакопления, а на поверхности морского дна вскрываются ледниково-морские и даже ледниковые образования, прикрытые тонким слоем перлювия.

Таким образом, значительную часть современного морского дна составляют затопленные континентальные наземные и водные образования, что во многом определяется известным фактором недостатка обломочного материала в настоящую фазу развития Мирового океана и связанных с ним морских бассейнов. Формирование указанных отложений никак не зависит от современного уровня гидродинамики и методы изучения к ним должны применяться аналогично их сухопутным аналогам.

В этом смысле еще более разительную картину представляет формирование четвертичных отложений на дне Баренцева моря. Здесь преобладает транзитный тип осадконакопления, когда на значительных площадях скорости придонных течений не позволяют проявиться нефелоидной седиментации, но в то же время незначительны для современного размыва. Большая часть разрезов, поднятых различными исследователями, свидетельствует об очень небольшой мощности собственно голоценовых осадков, большая часть из которых может быть отнесена к нефелоидному или смешанному нефелоидно-флювиальному генетическому типу. Ниже они подстилаются ледниково-морскими и ледниковыми отложениями. Транзитный характер осадконакопления подчеркивается смешанным составом осадков, вплоть до формирования алевро-пелитовых миктитов. Этот же смешанный характер гранулометрического состава просматривается и в подстилающих отложениях, указывая на достаточную длительность подобных условий осадконакопления. Учитывая отсутствие узкостей и относительно невысокие характеристики приливо-отливных течений, а также переуглубленность баренцевоморского шельфа, флювиальные осадки в чистом виде отсутствуют на баренцевоморском шельфе, за исключением Чешской губы и вблизи Воронки. В то же время для Баренцева моря характерны очень своеобразные гравитационные осадки, когда в качестве «обломочного» материала выступают катуны подстилающих слабо уплотненных глин. Эти своеобразные «турбидиты» были впервые описаны В.В. Калиненко, они более характерны для ледниково-морского этапа осадконакопления, но подобные процессы были отмечены вдоль Новой Земли и в голоцене.

Собственно перлювиальные образования на баренцевоморском шельфе развиты относительно незначительно и четко проявлены только на поверхности поднятий. В большинстве случаев они фациально замещаются палимпсестовыми образованиями, где одновременно существуют как продукты подводного перемива, так и современный алевро-пелитовый материал, а основным литологическим типом донных отложений являются песчанистые миктиты. При этом новейшие данные свидетельствуют, что такие отложения характерны и для глубин более 100 м и опознаются по характерной микрогрядовой поверхности морского дна.

Новейшие сейсмоакустические данные позволили несколько расширить рамки генетической классификации. Нефелоидный генетический тип крайне обширен и с трудом поддается дальнейшей детализации. В этом отношении совместный анализ данных низкочастотного НСП и высокочастотного акустического профилирования, а также геологический пробоботбор позволили выделить два генетических подтипа. Первый из них связан с интенсивной аккумуляцией тонкозернистых осадков в тыловой части ледниковых гряд. Мощность голоценовых осадков здесь превышает 30 м, а на эхограммах профилографа они образуют выпуклые тела с прозрачной записью, Этот подтип выделен нами как зоны «плотинной» аккумуляции. Второй подтип

был также выделен по данным акустического профилирования и представляет локальное мощное тело, непосредственно примыкающее к Горлу. Так как Горло Белого моря сложено в значительной части песчаными флювиальными отложениями, движение которых направлено на юго-запад вдоль обоих берегов, то отложения этого генетического подтипа можно трактовать как своеобразный «фан», сложенный алеврито-пелитовым материалом, который выносятся течениями из Горла, где он лишен возможности аккумулироваться из-за интенсивных течений. Это предположение подтверждается и данными геологического пробоботора, которым вскрыты слоистые осадки, состоящие из мощных пачек существенно пелитовых глин нефелоидного возраста с прослоями алевритового состава, иногда с гравитационной слоистостью. В таком случае мы имеем дело с новым смешанным генетическим типом четвертичных отложений – флювиально-нефелоидным.

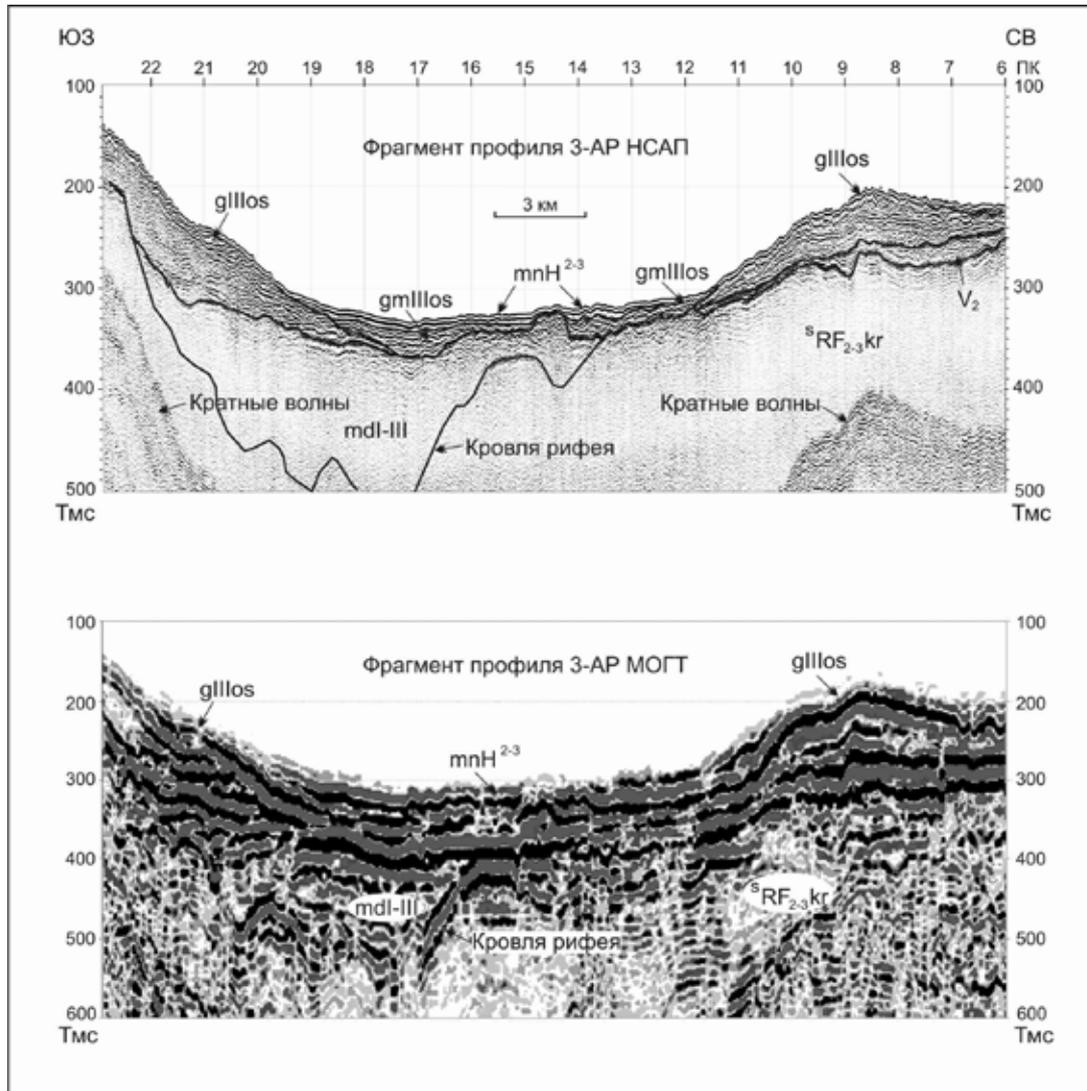


Рис. 1. Мощные декливиальные отложения вдоль юго-западного склона Кандалакшского грабена. Верхний снимок – НСП, нижний – МОВ ОГТ. Материалы МАГЭ.

Одним из факторов, оказывающим непосредственное влияние на формирование четвертичного покрова Баренцева и Белого морей является геодинамический. И в Белом, и в Баренцевом морях известны зоны, где в историческое время происходили сейсмические толчки. Одна из этих зон протягивается вдоль северного берега Кольского залива, вторая проходит из вершины Кандалакшского залива вдоль глубоководной впадины. Сейсмические толчки в более древнее время отражаются в виде сейсмодислокаций, изучению которых в последнее время большое внимание уделяется в Кольском отделении Академии наук. В первом случае мощность четвертичного покрова вдоль Кольского полуострова незначительна и практически фактов, влияющих на их дислокации неизвестно. В Белом же море вдоль юго-западного крутого борта Кандалакшского грабена прослежен по сейсмоакустическим данным глубокий врез, где мощность осадочных рыхлых образований достигает 200 м. На сейсмоакустической записи проявляется только верхняя часть этого комплекса в виде «мутной среды» с редкими регулярными внутренними отражениями (рис. 1). Судя по характеру сейсмической записи

осадочный комплекс, выполняющий данный врез представлен несколькими циклами гравитационных отложений, формирование каждого из которых могло быть связано с очередным сейсмическим толчком. При этом, геологический пробоотбор в зоне этих гигантских оползней не показывает сколь-либо значимых отличий, так как с поверхности их видимо сразу начинает формироваться слой голоценовых нефелоидных осадков.

Но значение геодинамических процессов не исчерпывается механическим воздействием на четвертичные отложения, что нарушает их нормальную стратификацию. Разнонаправленное перемещение блоков кристаллического фундамента не только приводит к сокращению мощностей рыхлого покрова, но и к появлению линейных границ в распространении картируемых подразделений. Как показали наши исследования, эти движения находят свое отражение и в геохимии новейших отложений. Так, при работах в зоне Штокмановского месторождения в новейших нефелоидных отложениях в ряде случаев были зафиксированы аномально высокие содержания углеводородов и некоторых металлов. Чередование этих аномальных точек в ходе мониторинга привело к мысли, что эти аномалии являются результатом инфильтрации глубинных газофлюидов. В последнее время это получило подтверждение по данным «Питергаза», которые зафиксировали в этом районе большое количество «поп-марков». Геодинамические процессы, а именно активизация разломов в результате современных землетрясений и прохождение этих разломов через полиметаллические месторождения на юге Новой Земли привели к увеличению содержания в новейших отложениях и формированию локальных аномалий в придонных водах свинца, меди и цинка.

Таким образом, при генетической классификации четвертичных отложений северо-западных арктических морей необходимо принимать во внимание не только собственно гидро- литодинамические условия их формирования, но также и геодинамические процессы, а также собственно литологический состав осадков.

## **ЦИКЛИЧНОСТЬ РАЗВИТИЯ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В ОВРАЖНО-БАЛОЧНЫХ СИСТЕМАХ ПРИБАЙКАЛЬЯ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ**

**Рыжов Ю.В.**

*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, ryv@irigs.irk.ru*

## **CYCLICITY IN THE OCCURRENCE OF EROSION-ACCUMULATION PROCESSES WITHIN GULLY-RAVINE SYSTEMS OF THE BAIKAL REGION DURING THE LATE NEOPLEISTOCENE AND HOLOCENE**

**Ryzhov Yu.V.**

*V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia*

Детальные исследования отложений в оврагах, балках и конусах выноса Прибайкалья выявили циклический, ритмический характер эрозионно-аккумулятивных процессов, чередование в позднеплейстоценовых и голоценовых отложениях этапов врезания, стабилизации, заполнения и погребения. Выявлено, что овражно-балочные системы реагируют на глобальные, региональные и локальные изменения окружающей среды. В отрицательных эрозионных формах мощность отложений больше чем на водоразделах и склонах, что позволяет детализировать климато-стратиграфические схемы, выявлять переломные этапы в развитии природной среды. Установлено, что основные этапы врезания приходятся на переходные периоды от похолоданий (оледенений) к потеплениям (межледниковьям, интерстадиалам). Межледниковья и интерстадиальные потепления характеризовались снижением темпов эрозионно-аккумулятивных процессов, на водосборах формировались прослойки и горизонты погребенных почв. Более активно экзогенные процессы в днищах, на склонах и водосборах овражно-балочных систем протекали в холодные периоды. В криогумидную фазу ведущими были дефлюкционные, солифлюкционные и делювиально-пролювиальные процессы, в криоаридную – эолово-делювиальные и эоловые.

В качестве ключевых участков выбраны делювиально-пролювиально-эоловые отложения, вскрываемые в балках, оврагах, конусах выноса в бассейне р. Иркут, Куда (правый приток р. Аграра), Манзурка (левый приток р. Лена), геологических объектах Игетейский лог 2, Большой Нарын 1, Мальта-Мост 1, Мальта-Стрелка, Усть-Одинск. Поводился отбор проб отложений на гранулометрический и химический состав, спорово-пыльцевой анализ. Определение абсолютного возраста погребенных почв проводилось в лаборатории палеогеографии и геохронологии четвертичного периода факультета географии и геоэкологии СПбГУ.

По результатам детальных исследований в Прибайкалье установлено:

1. Активный эрозионный врез проявился в конце муруктинского (ранневалдайского) времени ( $Q_3^2$ ).
2. В течение первой половины каргинского (средневалдайского) времени преимущественно шло заполнение балок и оврагов делювиально-пролювиальными и отчасти эолово-делювиальными супесями.

3. Во второй половине каргинского мегаинтерстадиала в малохетское и липовско-новоселовское) по-тепление сформировался сдвоенный педокомплекс (нижняя и верхняя осинские почвы. Возраст нижней почвы по результатам датирования 2010 г.  $33-37^{14}\text{C}$  тыс. лет, верхней  $22-31^{14}\text{C}$  тыс. лет. Формирование почв мощностью до 0,5-1,0 свидетельствует о резком сокращении активности эрозионно-аккумулятивных процессов, стабилизации и частичном заполнении балок и оврагов.

4. В сартанское (поздневалдайское) время в овражно-балочных системах накопилось 1-6 м лессовидных эолово-делювиальных, эолово-делювиально-пролювиальных супесей, разделенных маломощными гумусированными горизонтами. Об интенсивной аккумуляции эолово-делювиальных отложений свидетельствует овражный тип лессовидных отложений, выделенных Э.И. Равским [1]. Ряд эрозионных форм оказались полностью погребены.

5. На границе сартанского времени и голоцена отмечается новый эрозионный врез глубиной 1-10 м. Он связан с резкими климатическими изменениями, сильными лесными пожарами.

6. В течение предбореального, бореального и атлантического периодов голоцена в овражно-балочных системах преобладала аккумуляция отложений, формировались прослой погребенных почв и торфа. По результатам радиоуглеродного датирования почвы имеют возраст  $4180 \pm 40$ - $10170 \pm 350$  лет.

7. Новый этап врезания пришелся на суббореальное время 3500-4500 л. н. и связан с резкими климатическими колебаниями.

8. В субатлантическое время отмечено новое врезание. Радиоуглеродный возраст, перекрытой делювиально-пролювиальными отложениями погребенной почвы, составляет  $1040 \pm 40$  лет (ЛУ-5570).

9. Новейший этап образования оврагов (100-300 лет) связан с хозяйственной деятельностью человека (вырубкой леса, распашкой земель, выпасом скота, прокладкой инженерных сооружений).

В таблице приведены сведения об этапах врезания, стабилизации и заполнения в овражно-балочных системах в позднеледниковье и голоцене, отражающие заключительные временные отрезки в их развитии.

Таблица. Этапы врезания, стабилизации и заполнения в овражно-балочных системах Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене

Хронологические периоды по Блиттеру-Сернандеру		Радиоуглеродный возраст, л. н.	Этапы врезания	Этапы заполнения и почвообразования (стабилизации)	Радиоуглеродный возраст погребенных почв, угля, торфа л.н.
Субатлантический	SA-3	0-800	+	+	1040±40 1885±50
	SA-2	800-1800	+	+	
	SA-1	1800-2500		+	
Суббореальный	SB-3	2500-3200	+	+	2640±65, 3130±100 3240±120 4520±80
	SB-2	3200-4200			
	SB-1	4200-4600		+	
Атлантический	AT-	4600-6000		+	4840±70, 5070±90, 5860±80 6180±70, 6410±90 7880±120, 8000±100
	AT-2	6000-7000		+	
	AT-1	7000-8000		+	
Бореальный	BO-3	8000-8300		+	8120±110, 8140±90, 8270±110 8630±220 9050±140
	BO-2	8300-8900		+	
	BO-1	8900-9300		+	
Предбореальный	PB-2	9300-10000		+	9800±200 10170±350, 10220±110
	PB-1	10000-10300		+	
Поздний дриас	DR-3	10300-10800	+		
Аллерёд	AL	10800-11800	+?		

В целом, в течение позднего неоплейстоцена в Верхнем Приангарье выделяется три крупных эрозионных фазы: позднетазовская, позднемуруктинская и позднесартанская. Все они приходятся на конец холодных эпох и коррелируются с резкими изменениями ландшафтно-климатических условий. Отмечаются также менее значительные этапы активизации эрозионно-аккумулятивных процессов, связанные с локальными и местными климатическими изменениями и резкими изменениями густоты и плотности растительного покрова (пожары, активное проявление экзогенных процессов), что обуславливает полихронность в проявлении процессов размыва и аккумуляции. Результаты исследований о цикличности и ритмичности эрозионно-аккумулятивных процессов коррелируются с фазами врезания, стабилизации, заполнения для Русской равнины, но имеют и свои региональные особенности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Равский Э.И. Осадконакопление и климаты внутренней Азии в антропогене. – М.: Наука, 1972. – 336 с.



**БД СОБСТВЕННОЙ ГЕНЕРАЦИИ ГПНТБ СО РАН «ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД В СИБИРИ И НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ»: НАУКОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ**

**Рыкова В.В., Лукьянова Е.И.**

*Государственная публичная научно-техническая библиотека Сибирского отделения РАН, Новосибирск, onbryk@spsl.nsc.ru*

**DB OF SPSTL SB RAS OWN GENERATION «QUATERNARY IN SIBERIA AND THE FAR EAST»: SCIENTOMETRIC ANALYSIS**

**Rykova V.V., Lukianova E.I.**

*State Public Scientific-Technological Library of the Siberian Branch of RAS, Novosibirsk*

ГПНТБ СО РАН многие годы работает над решением проблемы информационного сопровождения научных проектов и программ в 1958 г. За это время библиотекой накоплен богатейший библиографический материал по различным направлениям фундаментальных и прикладных исследований, включая геонауки, который проанализирован, систематизирован и представлен в Интернете [1]. Важным направлением оптимизации структуры информационной составляющей научных исследований в регионе является создание новых ресурсов по тематике, соответствующей современным информационным потребностям НИУ СО РАН. В 2009-2010 гг. была создана новая проблемно-ориентированная БД «Четвертичный период в Сибири и на Дальнем Востоке», включающая материалы за 25-летний период (1987-2011 гг.), в рамках Приоритетных направлений РАН VII.55. (7.2) «Периодизация истории Земли, определение длительности и корреляции геологических событий на основе развития методов геохронологии, стратиграфии и палеонтологии» и VII.63. (7.10) «Физические и химические процессы в атмосфере и на поверхности Земли, механизмы формирования и изменения климата, проблемы криосферы». Актуальность тематики подтверждается интересом ученых различным специальностям к изучению квартера (геологов, гидрологов, климатологов, антропологов, археологов), регулярным проведением научных мероприятий, посвященных данной проблематике под руководством Комиссии по изучению четвертичного периода Отделения наук о Земле РАН. Формирование БД производилось на основе обязательного экземпляра, получаемого ГПНТБ СО РАН, а также зарубежных изданий, поступающих в библиотеку и институты СО РАН по подписке и международному книгообмену. Записи включают полное библиографическое описание, аннотации, географическую рубрику, переводы к иностранным работам, коды разделов рубрикатора. Поиск информации в БД возможен по ключевым словам из заглавия, аннотации, перевода, элементам библиографического описания, географической и предметной рубрике. При необходимости можно осуществить «сложный» поиск, объединяя в запросе несколько параметров. В данной статье проведен краткий наукометрический анализ информационного массива (ИМ) вышеозначенной БД.

Временная структура ИМ отражена на рис. 1, где отчетливо виден рост объема документов в 2000-е годы. Последний отрезок включает только 4 года, а материалы 2009-2010 гг. издания продолжают поступать в фонды библиотеки, поэтому объем документов в следующее пятилетие будет существенно больше. Издания 2011 г. исключены при анализе, поскольку они еще единичны.

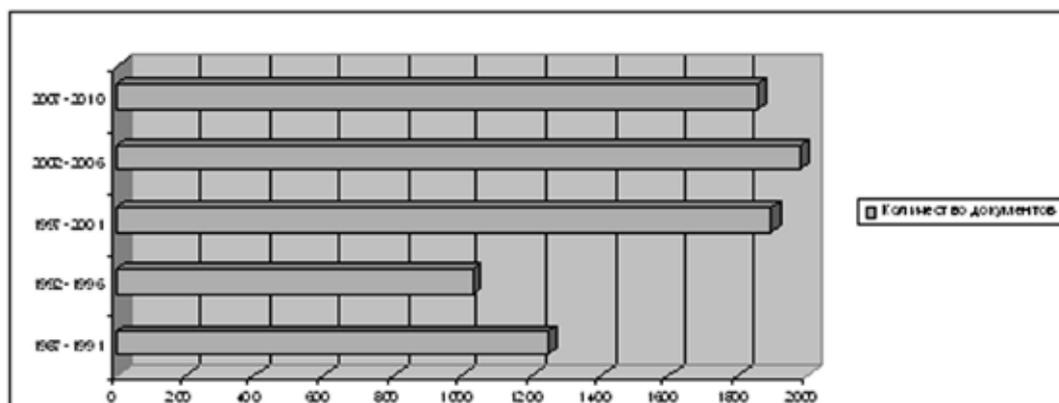


Рис. 1. Динамика ИМ.

В видовой структуре документов преобладают материалы конференций, симпозиумов, съездов (49% ИМ). Конференции играют значимую роль в обмене информацией между учеными и специалистами не только на региональном, но и на международном уровне, а их материалы позволяют судить о состоянии современных на-

учных и прикладных исследований. Необходимо отметить, что по рассматриваемой теме регулярно проводятся совещания и конференции, что является свидетельством активной работы специалистов в данной области. Невозможно перечислить все из них, поэтому назовем последние: Late Neogene and Quaternary biodiversity and evolution: regional developments and interregional correlations: 18<sup>th</sup> International Senckenbergian conference (Weimar, 20-25 Apr., 2004); Палинология: теория и практика: X и XI Всероссийские палинологические конференции (Москва, 2005, 2006 гг.); History of Quaternary geology and geomorphology: INHIGEO conference (Vilnius, 2006); Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции: Всероссийское научное совещание (Москва, 2007 г.); Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: V и VI Всероссийские совещания по изучению четвертичного периода (Москва, 2007 г.; Новосибирск, 2009 г.) (рис. 2).

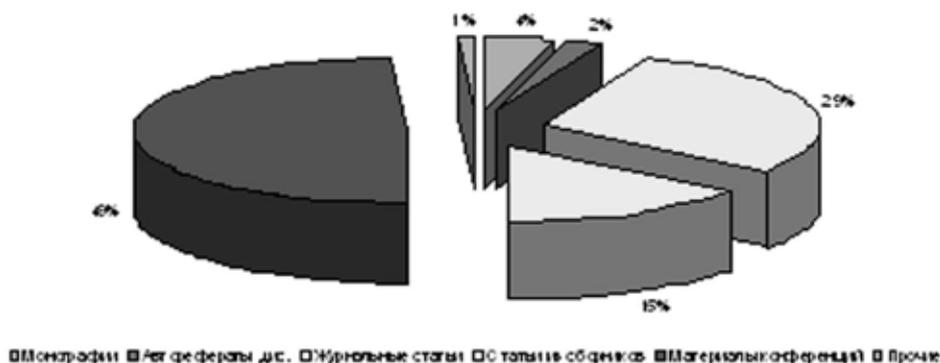


Рис. 2. Видовая структура ИМ.

Почти треть ИМ (29%) составляют журнальные статьи. Наиболее продуктивными периодическими изданиями («ядерная группа») по избранной теме являются: отечественные – «Доклады Российской академии наук», «Геология и геофизика», «Криосфера Земли», «География и природные ресурсы», «Стратиграфия и геологическая корреляция», «Археология, этнография и антропология Евразии», «Геоморфология»; иностранные – «Quaternary Science Review», «Quaternary International», «Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology», «Global and Planetary Change». Число публикаций в «ядерных» изданиях является важным показателем реализации научного потенциала ученого. «Ядерные» журналы представлены в таблице 1, за минимальный порог ранжирования принято не менее 50 региональных публикаций по теме.

Таблица 1. Наиболее продуктивные журналы

	Название журнала	Количество статей в БД по теме
1	Доклады Академии наук	167
2	Геология и геофизика	147
3	Quaternary Science Review	107
4	Quaternary International	97
5	Археология, этнография и антропология Евразии	69
6	Геоморфология	63
7	География и природные ресурсы	61
8	Стратиграфия. Геологическая корреляция	56
9	Криосфера земли	55
10	Тихоокеанская геология	51
11	Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology	51
12	Global and Planetary Change	50

Монографии и авторефераты составляют существенную часть ДП (6%). Следует отметить, что работа над монографическими изданиями и диссертациями активизировалась в последние годы (за 2008-2009 гг. выпущены в свет 19 книг и защищены 14 диссертаций, касающиеся различных аспектов изучения четвертичного периода в Сибири и на Дальнем Востоке). Можно предположить, что диссертационные исследования в скором времени будут оформлены в монографии.

В таблице 2 представлены авторы, отличающиеся наибольшей публикационной активностью по теме (более 100 региональных работ). Все они являются научными сотрудниками академических институтов СО РАН (Институт археологии и этнографии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Институт проблем освоения Севера) и ДВО РАН (Тихоокеанский институт океанологии, Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт).

Таблица 2. Публикационная активность авторов

	Автор	Кол-во публикаций на рус. языке	Кол-во публикаций на иностр. языках	Общее кол-во документов
1.	Деревянко А.П.	187	3	190
2.	Орлова Л.А.	131	18	149
3.	Кузьмин Я.В.	96	22	118
4.	Лаухин С.А.	111	5	116
5.	Горбаренко С.А.	84	25	109
6.	Ложкин А.В.	78	26	104
7.	Шуныхов М.В.	101	3	104

В языковой структуре БД документов на русском языке в 5 раз больше, чем на иностранных (преимущественно английском). Англоязычные работы – это статьи из иностранных журналов, результаты научных программ и проектов, выполненные в рамках сотрудничества российских и зарубежных ученых и представленные на международных конференциях.

Репертуар отбираемой литературы расширен за счет включения электронных публикаций (издания на оптических дисках, поступающие в библиотеку в составе обязательного экземпляра, полнотекстовые БД зарубежных журналов (Scopus, e-Library и др.). Включение информации об электронных публикациях делает возможным оптимизировать структуру БД путем организации системы гиперссылок от библиографических описаний на полные тексты источников (доступ к которым возможен только в сети ГПНТБ СО РАН). Электронные документы составили 6,5% информационного массива БД.

Материал в БД структурирован следующим образом: общие вопросы; седиментология; стратиграфия; геохронология; эволюция органического мира (флора, фауна, экосистемы, древний человек); гидрология, гидрогеология и геокриология; палеообстановки и изменения климата; геодинамика и геоморфология; ГИС и БД по квартеру. Как видно из диаграммы (рис. 3), большая часть документов посвящена изучению органического мира квартера (почти 40% записей), при этом внутри раздела распределение документов неодинаково (17% – материалы по древнему человеку, 15% – по фауне, 13% – по флоре, около 5% – по почвам и экосистемам).. Исследованию палеообстановок и палеоклимата уделено значительное внимание (пятая часть документов), достаточно хорошо освещены вопросы геоморфологии и гидрологии в БД (по 11%). Раздел ГИС и БД насчитывает всего 30 документов, но их информационная значимость велика, так как в этих работах представлен анализ большого объема данных.

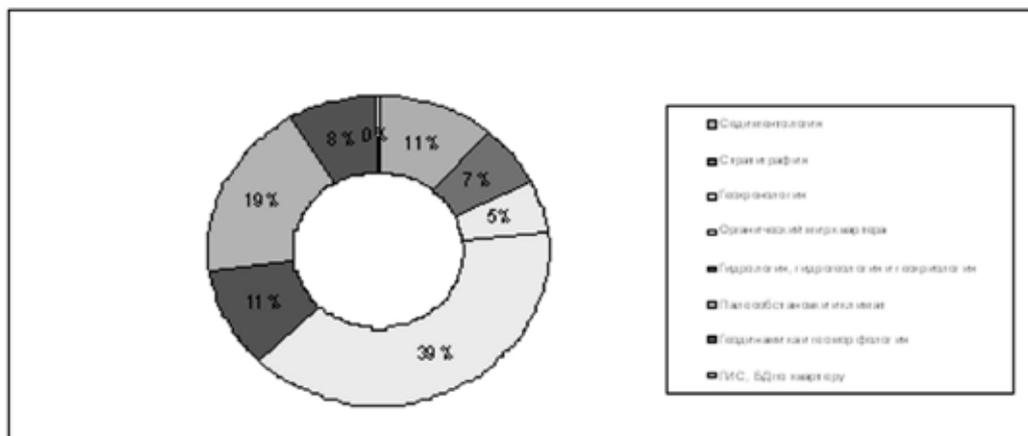


Рис. 3. Тематическая структура ИМ.

В заключение следует отметить, что БД «Четвертичный период в Сибири и на Дальнем Востоке» находится в свободном доступе для пользователей Интернета на сайте библиотеки по адресу [www.spsl.nsc.ru](http://www.spsl.nsc.ru) (опция

«Базы данных»). Документы, информация о которых представлена в наших БД, хранятся в фондах ГПНТБ СО РАН или библиотеках сети, поэтому их можно легко получить по межбиблиотечному абонементу в традиционном или электронном виде.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Рыкова В.В., Лукьянова Е.И. Создание научного задела для формирования новых информационных ресурсов (на примере проблемно-ориентированных баз данных геологической тематики) // Библиосфера. – 2010. – № 4. – С. 61-64.

### **ДИСКУССИОННЫЕ ПРОБЛЕМЫ НАДЕЖНОСТИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ В ЦЕНТРЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ**

**Рычагов Г.И., Антонов С.И., Судакова Н.Г.**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет; Москва, antonov@morpho.geogr.msu.ru*

### **DEBATABLE PROBLEMS OF RELIANCE OF THE STRATIGRAPHICAL AND PALAEOGEOGRAPHICAL RECONSTRUCTIONS ON THE CENTRE RUSSIAN PLAIN**

**Rychagov G.I., Antonov S.I., Sudakova N.G.**

*Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow*

Приходится констатировать, что в стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Восточно-Европейской равнины все еще остаются дискуссионные и нерешенные вопросы, о чем свидетельствует известный факт существования не очень согласующихся между собой и часто меняющихся региональных стратиграфических схем. Особую озабоченность вызывают разногласия по поводу количества и ранга палеоклиматических ритмов, числа оледенений и границ их распространения. Нет единого мнения о самостоятельности днепровского и московского оледенений, о масштабности окского и калининского оледенений. Имеющиеся расхождения кроются в ряде объективных и субъективных причин: а) в неполноте геологической летописи опорных разрезов; б) в привлечении отдельных методов, без применения комплексного подхода; в) в некорректном использовании данных буровых скважин, удаленных друг от друга на десятки километров; г) в недооценке строения террасовых комплексов долин Волги, Дона, Днепра, являющихся связующим звеном между древнеледниковой и внеледниковой зонами, что не позволяет провести надежную корреляцию ледниково-межледниковых ритмов севера Восточно-Европейской равнины с трансгрессивно-регрессивными эпохами Понто-Каспия; д) в игнорировании одного из надежных палеогеографических методов – геоморфологического; е) в недоучете при палеогеографических построениях общих физико-географических закономерностей развития природы.

Приоритетные задачи исследования: 1) сопоставление наиболее представительных для рассматриваемого региона Чекалинского и Сатинского ключевых страторайонов (рис.), детально изученных комплексным методом; 2) сравнительный критический анализ большого объема репрезентативных и статистически надежных аналитических данных. В ходе работ особое внимание уделялось изучению среднего неоплейстоцена, для которого Центральный регион служит ареальным стратотипом. Принципиально важное значение при этом имеет обоснование самостоятельности днепровского и московского оледенений. В основу обобщений положены результаты многолетних системных исследований с применением геоморфологических, литостратиграфических и палеогеографических методов под контролем геохронологических, открывающих перспективу объективного решения актуальных проблем.

Имеющиеся материалы по Сатинскому учебно-научному полигону Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (среднее течение р. Протвы), где на площади более 20 км<sup>2</sup>. пробурены несколько десятков буровых скважин (преимущественно до коренных пород) и изучено более двух десятков представительных естественных обнажений, – позволяют воспроизвести в деталях условия залегания и вещественный состав каждого, встречающегося здесь, стратиграфического горизонта квартала. С учетом полученных многочисленных аналитических данных можно прийти к обоснованному заключению о том, что наблюдаемые в Центральном регионе два верхних ледниковых комплекса относятся к двум самостоятельным среднеплейстоценовым оледенениям – днепровскому и московскому (рис.). На Сатинском полигоне впервые получены палинологические доказательства существования межледниковых ландшафтно-климатических условий при накоплении озерно-аллювиальной толщи, разделяющей эти ледниковые горизонты. Палинологический спектр межморенной толщи характеризуется растительностью смешанных лесов со значительной примесью широколиственных пород (до 16-20%) в оптимуме потепления [4]. Большие мощности межледниковых отложений, их

широкое площадное распространение дают основание для признания регионального значения этого термохрона. Данные по Сатинскому полигону, который может служить страторайоном для среднего неоплейстоцена Центра Восточно-Европейской равнины, [4, 3], хорошо согласуются с материалами по соседним районам (см. рис.).

В известном Чекалинском разрезе, выделяющемся полнотой геологической летописи (см. рис.) и детальной изученностью, представлен лихвинский стратотип, (залегающий поверх нижнеплейстоценового аллювия), перекрытый сложно построенной пачкой речных, озерных, болотных и водноледниковых осадков, вмещающих калужский и чекалинский слои, стратиграфическое положение которых и палеогеографический статус вызывают полемику. На вышележащей днепровской морене залегают погребенная аллювиальная свита с ископаемой почвой в бортах древней долины и перигляциальные слоистые суглинки. Надморенная толща венчается покровным комплексом лессовидных суглинков с микулинской и брянской погребенными почвами.

В связи с неоднозначной трактовкой возраста верхней Чекалинской морены, для объективного решения вопроса следует принимать во внимание всю совокупность литостратиграфических, биостратиграфических и геохронологических показателей. В пользу раннесреднеплейстоценового возраста (днепровского, печорского, вологодского) этой морены свидетельствуют следующие доказательства: а) по условиям залегания верхняя морена (с РТЛ датами от 310 до 270 тыс. л. н.) непосредственно перекрывает перигляциальные осадки с лемминговой фауной раннеднепровского возраста [2]; б) морена перекрыта сложно построенной в фациально-

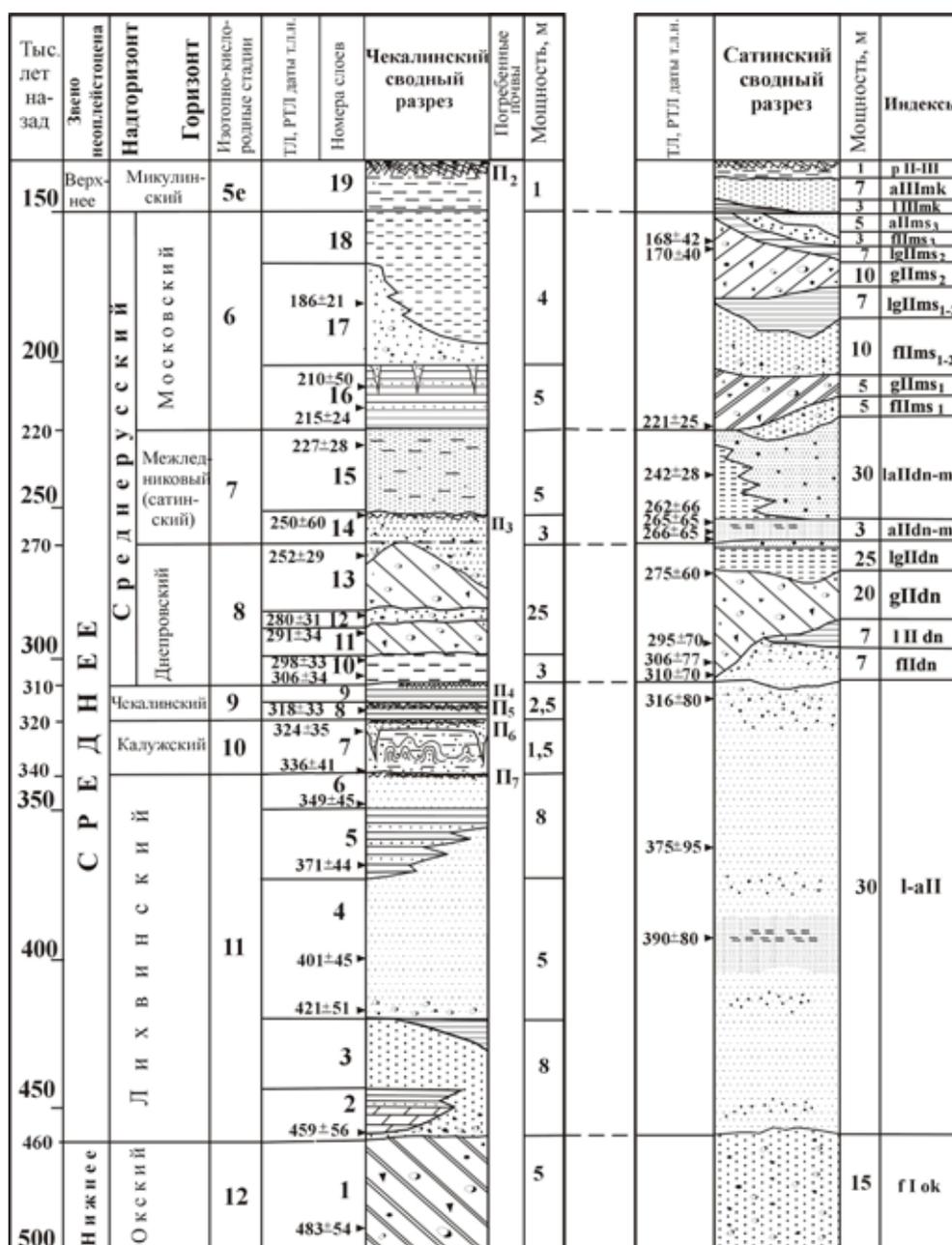


Рис. Сопоставление Чекалинского и Сатинского опорных разрезов.

генетическом отношении толщей, формировавшейся в несколько эрозионно-аккумулятивных и палеоклиматических циклов. Стратиграфически выше морены с размывом залегает, как и в Сатинском страторайоне, мощная аллювиальная свита днепровско-московского возраста, перекрытая, в свою очередь, осадками перигляциального облика с мерзлотной сетчатой текстурой (215-186 тыс. л. н.), относящимися ко времени московского оледенения. И уже над этими образованиями на лессовидных суглинках формировался мезинский почвенный комплекс. Отмеченные особенности строения надморенной толщи в купе с биостратиграфическим и геохронологическим обоснованием препятствуют «омолаживанию» чекалинской морены до позднесреднеплейстоценового (московского) возраста и однозначно подтверждают её принадлежность к днепровскому горизонту; в) установленный диагностический комплекс минералого-петрографических показателей позволяет достаточно уверенно идентифицировать морену у г. Чекалина как раннесреднеплейстоценовую со свойственными данному ареальному литостратотипу особенностями состава и коррелировать её на большом расстоянии от Верхней Оки и Протвы до Верхней Волги [2; 3 и др.].

Решительное возражение вызывает необоснованная подмена в некоторых вариантах региональной стратиграфической схемы нового поколения днепровского ледникового горизонта (8 ИКС) гипотетическим его «аналогом» – мало мощными озерными отложениями эпохи кратковременного (330-320 тыс. л. н.) калужского похолодания. Некорректность такой подмены заключается, прежде всего, в отсутствии прямых доказательств покровного оледенения в калужском интервале – в отсутствии собственно ледникового стратотипа. К тому же, стратиграфическая позиция калужского и чекалинского горизонтов, впервые выделенных нами в Чекалинском разрезе [5], вполне определена – они заведомо древнее днепровской морены и моложе лихвинского пойменного аллювия. [2]. Следовательно, калужский интервал (и соответственно стратон) не соизмерим с великим днепровским оледенением ни по времени и геохронологическому объёму, ни по масштабности изменения палеогеографической обстановки.

В отношении стратиграфии верхнего неоплейстоцена существующие противоречия состоят в различиях мнений, касающихся в основном границы распространения калининского оледенения в Центральном регионе. Наличие его следов в ряде разрезов, расположенных вдоль прадолины р. Яхромы на северном склоне Клиско-Дмитровской гряды (в окрестностях г. Дмитрова и в Спас-Каменском карьере), подтверждается совокупностью результатов исследований. Прослеженный в карьерах на десятки метров достаточно мощный (1-3 м) горизонт основной морены находится в ясных стратиграфических условиях залегания над микулинскими озерно-болотными торфянистыми отложениями и под покровом лессовидных суглинков. Полученная серия соизмеримых датировок, выполненных различными методами (термолюминесцентным [6] и ОСЛ – оптически стимулированной люминесценции [1]), позволяет уточнить возраст напластований. Достоверные датировки из подстилающего морену песка (94±9 тыс. л. н. ТЛМ-328) и перекрывающего покрова суглинков (42±4 тыс. л. н. ТЛМ-421) в комплексе с другими показателями однозначно указывают на позднеплейстоценовый, калининский возраст этой морены.

На основании согласующихся результатов комплексного исследования эталонных Чекалинского и Сатинского разрезов, в сравнении с изученными опорными разрезами региона, внесены обоснованные уточнения в региональную стратиграфическую и палеогеографическую схемы:

1). Подтвержден статус окского стратотипа на Верхней Оке (Лихвинка – Чекалин – Брянково);

2). По сумме геологических, геоморфологических, литологических и биостратиграфических материалов под контролем палеомагнитных данных и геохронологии в Центральном страторегии выше лихвинских слоев в среднерусском надгоризонте уверенно выделяется два ледниковых горизонта: днепровский (310-270 тыс. л. н. – 8 ИКС) и московский (220-150 тыс. л. н. – 6 ИКС), отвечающих самостоятельным оледенениям [3]. Они разделены сатинским межледниковым горизонтом. Граница московского оледенения не только хорошо прослеживается в рельефе, но и является ландшафтной границей. К югу от нее наблюдается типичный эрозионно-денудационный рельеф. Именно это различие в рельефе является одним из важнейших доказательств самостоятельности московского оледенения, так как для преобразования одного типа рельефа в другой требуется не один десяток тысяч лет. Об этом же свидетельствуют значительные временные интервалы ледниковых и межледниковых этапов и выявленная кардинальная перестройка гляциальной обстановки этих разновозрастных оледенений. По совокупности диагностических признаков днепровская морена Центрального региона уверенно сопоставляется с печорским горизонтом северо-востока, а московская – с вычегодским;

3). Получены надежные доказательства масштабности калининского оледенения, продвигавшегося до северных окраин Клиско-Дмитровской возвышенности и Рыбинского Поволжья.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев М.Н., Габлина С.С., Горцкий К.В., Лаврушин Ю.А. и др. Стратиграфия и геологические события среднего и позднего плейстоцена Подмосковья // Четвертичная геология и палеогеография России. – М.: ГЕОС, 1997. – С. 15-24.

2. Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины /под ред. К.К.Маркова. – М.: Изд-во МГУ, 1977. – 198 с.

3. Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины.– М.: МГУ, географический факультет, 2008. – 166 с.
4. Рычагов Г.И., Антонов С.И., Судакова Н.Г. Ледниковая ритмика среднего плейстоцена центра Русской равнины (по данным Сатинского страторайона) // Вестн. Моск. ун-та, сер. геогр. – 2007. – № 4. – С. 15-22.
5. Судакова Н.Г. Новое о лихвинском стратотипе // ДАН СССР. – 1975. – Т. 221. – № 1. – С. 168-171.
6. Судакова Н.Г., Введенская А.И., Восковская Л.Т., Писарева В.В. К проблеме стратиграфии плейстоцена Клиньско-Дмитровской возвышенности // Четвертичная геология и палеогеография России. – М.: ГЕОС, 1997. – С. 171-180.

## РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРМОКАРСТОВЫХ ОЗЕР ПО МЕРИДИОНАЛЬНОМУ ПРОФИЛЮ В НИЗОВЬЯХ РЕКИ ЛЕНЫ

Савельева Л.А.<sup>1</sup>, Большианов Д.Ю.<sup>1,2</sup>, Вахрамеева П.С.<sup>2</sup>, Макаров А.С.<sup>1,2</sup>, Херцшух У.<sup>3</sup>, Бискаборн Б.<sup>3</sup>, Дикман Б.<sup>3</sup>, Тиде Й.<sup>1, 4</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, [savelieval@mail.ru](mailto:savelieval@mail.ru)

<sup>2</sup> Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург

<sup>3</sup> Институт полярных и морских исследований Альфреда Вегенера, Потсдам, Германия

<sup>4</sup> Университет Копенгагена, Копенгаген, Дания

## COMPLEX INVESTIGATIONS OF THE BOTTOM SEDIMENTS OF THERMOKARST LAKES FROM NORTH TO SOUTH TRANSECT IN THE LOWER REACHES OF THE LENA RIVER

Savelieva L.A.<sup>1</sup>, Bolshiyarov D.Yu.<sup>1,2</sup>, Vakhrameeva P.S.<sup>2</sup>, Makarov A.S.<sup>1,2</sup>, Herzsuh U.<sup>3</sup>, Biscaborn B.<sup>3</sup>, Diekmann B.<sup>3</sup>, Tiede J.<sup>1,4</sup>

<sup>1</sup> Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg

<sup>2</sup> Arctic and Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg

<sup>3</sup> Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Potsdam, Germany

<sup>4</sup> University of Copenhagen, Copenhagen, Denmark

В 2009 г. в рамках российско-германской экспедиции «Лена 2009» было изучено 10 озер по меридиональному профилю между 69° и 73° с.ш. вдоль нижнего течения реки Лены от зоны арктической тундры до северной тайги, протяженностью около 400 км. На первом этапе палеолимнологических исследований были выбраны колонки донных отложений из трех термокарстовых озер, расположенных в тундре, лесотундре и северной тайге. Целью исследований является комплексное изучение озерных отложений для выявления критериев изменчивости палеорастительности и палеоклимата в голоцене в зависимости от географического положения озёр. В настоящей работе представлены первые результаты геохимического, спорово-пыльцевого и радиоуглеродного анализов.

Озеро Безрыбное расположено в южной части о. Арга-Муора-Сисе дельты р. Лены (координаты: 73°11'48,2" с.ш., 124°37'13,0" в.д.), в подзоне арктической тундры и имеет гляциокарстовое происхождение. Керн PG1972-1 мощностью 108 см отобран из центральной, наиболее глубоководной, части озёрной котловины. Пробы на различные виды анализов были отобраны с разрешением от 0,5 см до 4 см. В целом отложения очень однородны и представлены грубым моховым детритом в песчанисто-алевритовом заполнении, однако ниже отметки 80 см в интервале от 80 см до 90 см и от 93 до 95 см, наблюдается увеличение минеральной составляющей. В этих же интервалах фиксируются изменения гранулометрических и биогеохимических показателей. В гранулометрическом составе увеличивается доля песчаной фракции, что приводит к снижению общего углерода. Результаты гранулометрического анализа говорят об эоловом и эрозионном поступлении минерального вещества. Увеличение содержания песка может свидетельствовать об усилении неравномерности гидрологического режима, которое приводило к более интенсивному размыву песчаных отложений на поверхности водосбора. При этом эоловый привнос (преобладание алеврита) оставался значительным на протяжении всего времени формирования разреза, что было обусловлено сильными ветрами, которыми и сейчас характеризуется о. Арга-Муора-Сисе. Относительно высокие содержания органического вещества (до 15 %) по всему разрезу объясняются интенсивным поступлением его с суши (в осадках присутствует большое количество мха). Низкая степень разложения органики может свидетельствовать о высоких темпах её поступления и захоронения, при которых она не успевает окислиться и разложиться, а также о низкой микробиологической активности. Результаты спорово-пыльцевого анализа показывают, что соотношение между группой древесно-кустарниковых пород и трав меняется слабо и колеблется в пределах от 45% до 55% на протяжении всей

вскрытой толщи осадков. Сравнение ископаемых и субрецентных спектров донных отложений с современной растительностью показывает, что формирование осадков происходило в условиях близких к современным. Следует отметить факт встречаемости пыльцы берез, осоковых и злаковых в скоплениях по пять и более зерен в интервале от 50 до 100 см. На наш взгляд это может указывать на быструю скорость осадконакопления, при котором происходило захоронение несозревшей пыльцы. Выявить зависимость между результатами палинологического, геохимического и гранулометрического анализов не удалось. Следует констатировать, что озеро Безрыбное является неудачным объектом для реконструкции изменения палеоклиматических событий в голоцене. Небольшие размеры озера и широкое развитие зоны прибрежного мелководья сказываются на том, что даже в центральной и относительно глубоководной впадине фиксируется влияние береговых процессов, поступление терригенного материала загущивает палеоклиматический сигнал и в осадках находит отражение только узколокальная растительность. Для всего разреза получены 3 радиоуглеродные датировки: из верхней, средней и нижней части разреза. Датировка из подошвы вскрытых отложений показала возраст около 3000 л. н. Эта дата хорошо согласуется с результатами спорово-пыльцевого анализа, которые показывают, что формирование осадков происходило в условиях близких современным.

Озеро Эльгене-Кюеле (координаты: 71°17'39,7" с.ш., 125°33'01,7" в.д.), имеющее эрозионно-термокарстовое происхождение, расположено в низовьях реки Лены, между плато Кыстык и кряжем Чекановского почти на границе южной ерниково-кустарничково-моховой тундры и лиственничной лесотундры. Притоков у озера нет. Озеро находится в 213 км к югу от предыдущего. Керн PG1975-1 мощностью 136 см отобран из центральной части озёрной котловины. Вскрытые осадки представлены коричневатым слоисто-глинистым алевритом с песчаными прослоями, источником которых, по-видимому, являются породы ледового комплекса. Ледовый комплекс в настоящее время активно деградирует и сохранился лишь на западном и северном берегах озера, где развиты глубокие термоабразионные ниши. Содержание общего углерода колеблется от 1,5% до 4,5%. Характер его распределения по разрезу находится в обратной зависимости от содержания песчаной фракции и отражает гранулометрический состав отложений. Соотношение между углеродом и азотом варьирует в пределах от 11 до 15 и в среднем указывает на примерно равные доли автохтонного и аллохтонного компонентов в составе органического вещества. Палинологические исследования также показывают небольшую изменчивость спорово-пыльцевых спектров по разрезу, как и в осадках предыдущего озера. Следует отметить закономерное повышение содержания пыльцы древесно-кустарниковых растений (до 65%) и наличие пыльцы лиственницы, распределение которой по разрезу позволило выделить 4 палинологические зоны. Палинозоны 1 и 2 с максимальным участием пыльцы этой древесной породы отражают наиболее благоприятные условия формирования осадков, когда существовало березово-лиственничное редколесье. По данным гранулометрического анализа в это время гидрологический режим был контрастным. В данной обстановке осадконакопления это можно объяснить лишь периодическим образованием и таянием снежников на склонах водосбора, которые можно наблюдать до середины лета и в настоящее время. В палинозоне 3 пыльца лиственницы почти исчезает из пыльцевых спектров, что можно интерпретировать как дальнейшее похолодание, приведшее к замещению лесотундры растительностью южной тундры. Это происходит на фоне более стабильного и менее активного гидрологического режима, запечатлённого литологическими показателями, и, вероятно, свидетельствует об отсутствии значительных эпизодов таяния снежников, а значит и о более суровых условиях. Спорово-пыльцевые спектры зоны 4 характеризуют современную растительность, близкую к лесотундровой. Однако результаты гранулометрического состава и геохимических показателей не фиксируют заметных изменений. Достаточно слабый палеоклиматический сигнал, который получен для данного разреза, возможно, объясняется высокими темпами седиментации. В основании разреза на глубине 134-135 см получена радиоуглеродная датировка, которая показала возраст около 9500 л. н.

Озеро Сысы-Кюеле (координаты: 69°24'17,5" с.ш., 123°49'40,5" в.д.) имеет эрозионно-термокарстовое происхождение и расположено на левом склоне долины р. Лены в подзоне северной тайги, которая представлена лиственнично-кустарниковым редколесьем. Озеро Сысы-Кюеле расположено на 217 км южнее озера Эльгене-Кюеле. Керн PG1984 мощностью 121 см был отобран в центральной части озёрной котловины. Снизу вверх по разрезу выделяется 4 литологические разности, которые фиксируют переход от минеральных отложений к биогенным: 121-113 см – неясно слоистый серый алеврит; 112-110 см – неясно слоистый коричневатосерый гиттиевый алеврит; 110-80 см – однородная серовато-коричневая алевритистая гиттия; 80-0 см – однородная коричневая гиттия. Выделенные литологические разности хорошо согласуются с кривой содержания общего углерода, значения которого нарастают снизу вверх от 2,5% до 30%. При этом соотношения между углеродом и азотом, свидетельствующие о вкладе автохтонного и аллохтонного компонентов в состав органического материала, на протяжении всего разреза сильно варьирует от 3 до 12. Гранулометрический состав не является показательным для данных отложений: соотношение основных фракций практически не меняется, преобладает алеврит, что отражает состав размываемых пород водосбора (озеро имеет 1 небольшой приток). Однако поступление терригенного вещества постепенно снижается в согласии с литологией. По результатам спорово-пыльцевого анализа было выделено 6 палинозон, на основе которых реконструирована растительность от зоны арктической тундры до разреженной северной тайги. Границы палинозон довольно хорошо со-



поставляются с другими показателями. Количество пыльцы древесно-кустарниковых пород в верхней части разреза составляет 85%. На глубине 110 см зафиксирована резкая смена спорово-пыльцевых спектров с господством пыльцы трав, представленной злаковыми, осоковыми, полыньями, маревыми, лютиковыми и др., на спектры, в которых преобладают кустарниковые виды берез, ольховник, ива, присутствуют древовидные формы берез, появляется пыльца лиственницы. Этот ярко выраженный переход от зоны арктической тундры к зоне южной тундры или даже лесотундры сопоставляется нами с границей перехода от плейстоцена к голоцену. Для образца с глубин 118,5-119 см получен прямой некалиброванный радиоуглеродный возраст около 11000 л. н., который хорошо согласуется с результатами спорово-пыльцевого анализа. Всего для этого разреза получено 6 радиоуглеродных датировок.

Таким образом, в донных осадках озер, расположенных по меридиональному профилю с севера на юг выражено закономерное увеличение пыльцы древесно-кустарниковых пород. Наиболее четкие изменения в составе спорово-пыльцевых спектров, а также корреляция этих изменений с данными геохимических исследований зафиксированы в осадках самого южного из трех озер – Сысы-Кюеле, расположенного в подзоне северной тайги.

### **МОДЕРНИЗИРОВАННЫЙ ВАРИАНТ ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ШКАЛЫ ПЛЕЙСТОЦЕНА (ХРОНЫ БРЮНЕС И МАТУЯМА)**

**Салтыков В.Ф.**

*Саратовский государственный университет, Саратов, dekanat@geol.sgu.ru*

### **THE UPDATED VERSION OF THE PALEOMAGNETIC SCALE OF THE PLEISTOCENE (CHRONES BRUNHES AND MATUYAMA)**

**Saltykov V.F.**

*Saratov State University, Saratov*

Существующая магнитостратиграфическая шкала квартера составлена путем обобщения результатов ряда исследований [1]. При этом использовались главным образом российские источники с недостаточным датированием отложений для точного установления возраста инверсий и экскурсов. Неполно применены данные по геомагнитным событиям, выявленным в океанических осадках. Также не представлены сведения по изменению палеонапряженности – характерной черты поведения ГМП в течение позднего кайнозоя.

Учитывая эти обстоятельства, в последние годы предприняты попытки ревизии возраста экскурсов с использованием астрономической хронологии, точного  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования вулканитов и вариаций палеонапряженности с привлечением новых данных [2-7]. В это же время В.А. Кравчинский с коллегами [8] составили свой вариант шкалы, основанной на результатах изучения осадков озера Байкал с выделением 21 экскурса. Их количество явно больше по сравнению со шкалой [1], но возрастное положение некоторых из них является сомнительным.

Анализ разнообразных опубликованных материалов свидетельствует о большой возрастной сопряженностью флуктуаций палеонапряженности ГМП и появления экскурсов и инверсий, как следует из феноменологической модели протекания инверсии [9]. Точно также наблюдается определенная возрастная совмещенность геомагнитных событий и кислородно-изотопных стадий (ИКС) [10]. Это обстоятельство при интерпретации фактических данных позволяет совместить их на одном графике, чтобы получить стандартную палеомагнитную шкалу (рис. 1 и 2). В соответствии с принятой практикой следует экскурсам давать собственные названия, при этом целесообразно применять единые международные наименования, оставив цифровые обозначения только для хронов и субхронов.

Рассмотрение представленных рисунков позволяет высказать следующие положения. 1) На протяжении хрона Брюнес установлены 19 экскурсов, которые в целом приурочены к сменам интергляциалов и гляциалов. Из них в голоцене отмечены два события, в интервале 11-127 тыс. лет – пять, в диапазоне 127-427 тыс. лет надежность возрастной привязки экскурсов является недостаточной и требует экспериментального уточнения; в интервале 427-790 тыс. лет выявлено пять событий. 2) Везде фиксируется сопряженность экскурсов с минимумами напряженности ГМП. 3) На протяжении хрона Матуйама наблюдается 8 экскурсов и 3 субхрона, для этого временного интервала характерна гораздо меньшая частота инверсионных переходов по сравнению с хроном Брюнес с появлением более продолжительных участков стабильного ГМП. 4) Отсутствие характерных

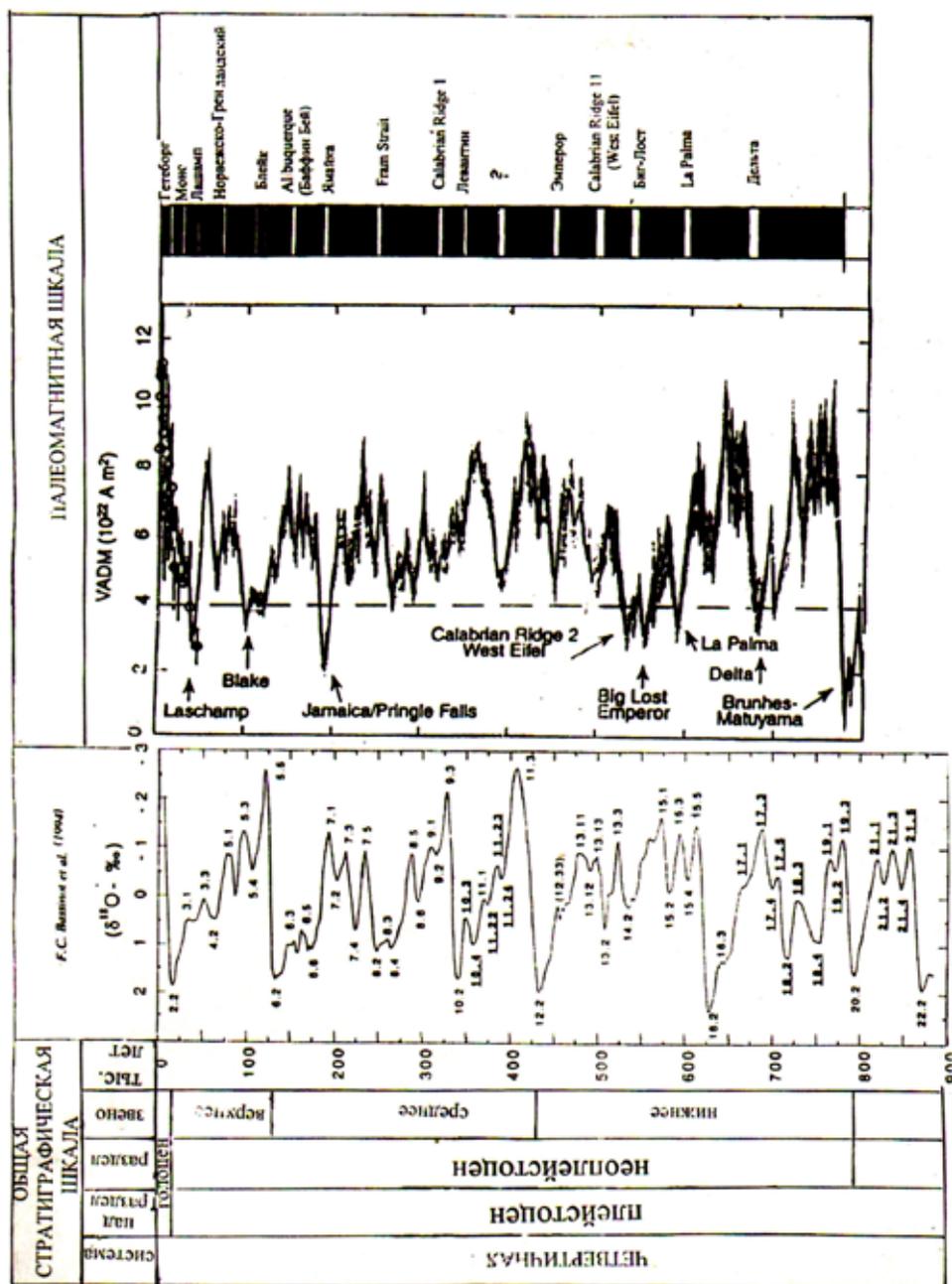


Рис. 1. Совмещенная палеомагнитная шкала экскурсов в хроне Брюнес с вариациями палеонапряженности VADM [5] и изотопно-кислородными стадиями [10]; знаком «?» обозначено место расположения неустановленного экскурса.

особенностей в записи экскурсов предопределяет полезность привлечения данных по напряженности ГМП. Использование экскурсов в качестве реперов для стратиграфических корреляций возможно только в случае надежного хронометрирования палеомагнитных событий.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. – СПб: ВСЕГЕИ, 2000. – 112 С.
2. Поспелова Г.А. О геомагнитных экскурсах // Физика Земли. – 2002. – № 5. – С. 30-41.
3. Langereis C.G., Dekkers M.J., de Lange G.J. et al. Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1,1 Myr from an eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes // Geophys. J. Int. – 1997. – V. 129. – P. 75-94.
4. Valet J.P., Meynadier L. Geomagnetic field intensity and reversals during the past four million years // Nature. – 1993. – V. 366. № 6452. P. 234-238.

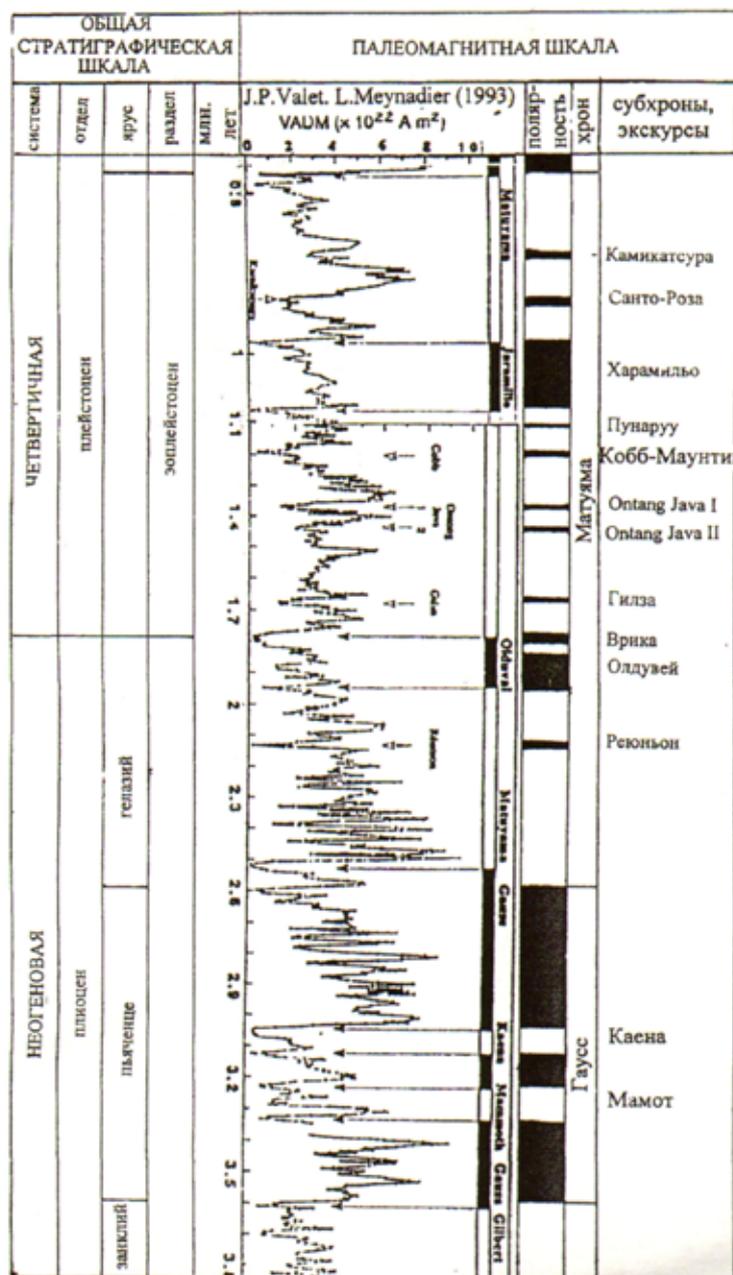


Рис. 2. Палеомагнитная шкала хрона Матуяма.

5. Guyodo Y., Valet J.P. Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr // Nature. – 1999. – V. 399. – № 6733. – P. 249-252.

6. Singer B., Hoffman K., Chauvin A. et al. Dating transitionally magnetized lavas of the late Matuyama chron: toward a new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  timescale of reversals and events // Geophys. Res. – 1999. – V. B 104. – № 1. – P. 679-693.

7. Петрова Г.Н., Шаронова З.В., Линькова Т.И. и др. Привязка керн к шкале времени по кривой палеонапряженности // Физика Земли. – 2002. – № 3. – С. 55-64.

8. Кравчинский В.А., Пек Дж., Сакаи Х. и др. Магнитостратиграфическая шкала позднего кайнозоя Центральной Азии по данным глубокого бурения на Байкале // Глобальные изменения природной среды. – Новосибирск: изд. СО РАН, 1998. – С. 73-78.

9. Петрова Г.Н., Нечаева Т.Б., Поспелова Г.А. Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом. – М: Наука, 1992. – 175 С.

10. Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes – Matuyama magnetic reversal // Earth. Planet. Sci. Lett. – 1994. – V. 126. – № 1-3. – P. 91-108.

## ПАЛИНОЛОГИЯ СОЛОВЕЦКИХ ОЗЕР

Сапелко Т.В.

Институт озераведения РАН, Санкт-Петербург, tsapelko@mail.ru

## PALYNOLOGY OF SOLOVSKI LAKES

Sapelko T.V.

Institute of Limnology RAS, St.Petersburg

Последние пять лет на Соловецких островах в Белом море проводятся палеолиминалогические исследования внутренних озер. Применяется комплексный анализ донных отложений озер, включающий литологический, палинологический, диатомовый, геохимический, радиоуглеродный и другие методы [1]. Палинологический метод является одним из основных в изучении динамики природной среды на разных этапах развития озер. Для реконструкции природной среды и истории развития озер на всех этапах в течение голоценового периода изучались донные отложения озер, расположенных на разных абсолютных отметках над уровнем моря. Ранее палинологические исследования на Соловецких островах проводились лишь однажды. В 1982 г. Т.Д. Боярской с помощью спорово-пыльцевого анализа было изучено 5 террас [2]. Спорово-пыльцевой анализ Соловецких озер выполняется впервые. На данный момент изучено два озера Лесное и Большое Корзино.

Лесное озеро (65°05', 669 с.ш.; 35°36', 280 в.д.) расположено в западной части острова Большой Соловецкий на абсолютной отметке 3 м над уровнем моря. На основании полученных данных спорово-пыльцевого анализа колонки донных отложений озера Лесного выделены 4 зоны, соответствующие этапам развития озера. Выделены закономерности развития растительности в течение суббореального и субатлантического периодов.

**1 этап:** В нижней части, как и по всему разрезу, доминирует пыльца древесных пород. Преобладает пыльца сосны (40-60% от общего состава). Достаточно высок процент содержания пыльцы ели и березы. Отмечено большое содержание пыльцы кустарников. В небольших количествах встречаются *Betula*, *Salix*, *Corylus*, два вида ольхи. Среди травянистых пород преобладают *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Chenopodiaceae*, *Ericaceae*, *Rosaceae*. Наряду с пыльцой водных и прибрежно-водных растений, отмечен высокий процент спор полушника, максимальное значение по разрезу (до 5%). Среди других споровых преобладают *Bryales*, *Polypodiaceae*, *Ophioglossaceae*, *Lycopodium*. Полученные данные спорово-пыльцевого анализа подтверждают выводы по результатам литологического и диатомового анализов о формировании отложений на данном этапе в период образования обособленных морских заливов [3]. На островах Белого моря, а также на территории Прибеломорья на материке в это время были распространены сосновые леса северотаежного типа. Вокруг озера Лесного, наряду с доминирующими по острову Большому Соловецкому сосновыми лесами, распространена ель. Непосредственно котловину и примыкающие понижения рельефа занимали заболоченные березовые леса с ивой, карликовой березкой. Об образовании мелких более закрытых водоемов свидетельствует распространение водной растительности. Наличие спор сфагнома говорит о заболачивании этих водоемов. По всей видимости, это были остаточные небольшие мелководные водоемы, образовавшиеся в понижениях рельефа. Большое количество вереска косвенно может служить подтверждением этого. Появление вереска в растительном покрове болот сопровождается распространением печеночников и лишайников и деградацией сфагнового покрова на территории архипелага.

**2 этап:** Пыльца сосны, являясь доминантой по всему разрезу, на данном этапе достигает своего максимума (80%). Значения содержания пыльцы ели меняются на протяжении рассматриваемой зоны, но продолжают оставаться значительными. Количество пыльцы березы резко сокращается. Характерной особенностью этого этапа является минимальное по разрезу ее количество на протяжении всего периода (менее 5%). При этой увеличивается количество пыльцы карликовой березки. В начале и в конце периода отмечено единичное присутствие пыльцы широколиственных пород. Процентное содержание пыльцы трав и спор является довольно низким, самым низким по разрезу. Этап соответствует стадии трансгрессивного характера. Происходит подтопление ранее освободившихся территорий. Однако в середине зоны вновь появляются водные и прибрежно-водные растения, сфагнум и даже единично отмечен полушник. В это же время немного увеличивается распространение березы, как породы первой заселяющей освобождающиеся пространства. В остальное время формирования донных отложений этого этапа количество березы минимально, что говорит о подтоплении низменных территорий. На остальных более возвышенных участках произрастали в это время сосновые и сосново-еловые леса. При этом значение ели в составе лесов постоянно меняется. Количество споровых и травянистых растений очень невелико, что может свидетельствовать на тот момент о морских условиях водоема на месте современного озера. Максимальное количество пыльцы сосны и ели в этой зоне говорит о заносной пыльце с более возвышенных участков острова и прилегающих территорий, т.е. в это время в основном отлагается наиболее летучая пыльца.

**3 этап:** Пыльцевая зона на этом этапе выделена по уменьшению содержания пыльцы сосны и увеличению пыльцы берез и кустарников. Постоянно встречается пыльца разных видов ольхи, ольховника, можже-

вельника, лещины. Растет процент пыльцы травянистых пород. Доминантами среди трав являются *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Chenopodiaceae*. Отмечена пыльца сорных растений. Возрастает количество спор. Отмечен максимум спор *Bryales* по разрезу. К концу зоны вновь появляется *Isoetes*. Наступает период новой регрессии. Палинозона почти целиком соответствует уточненным в ходе выполнения подробного литологического изучения осадков границам переходного горизонта алевроитового ила. Здесь же отмечено начало резкого возрастания содержания органического вещества. Характер растительного покрова вновь меняется. Притом, что на региональном уровне по-прежнему господствуют сосновые леса, береза снова занимает значительные пространства освободившихся низин. Начинается процесс образования самостоятельных водоемов, слегка заболоченных, заросших кустарниками. Накопление *Sphagnum* также было незначительным, что свидетельствует о небольшом заболачивании. Идет процесс обособления оз. Лесного. Вокруг значительно увеличиваются открытые пространства, занимаемые луговой растительностью. Характер растительного покрова в этот период, а также появление сорных трав, сопутствующих человеку, таких как *Rumex*, *Plantago* и другие, указывает на появление человеческой активности на рассматриваемой территории.

**4 этап:** Увеличивается процентное содержание пыльцы сосны (60-75%). Растет количество пыльцы ели и достигает здесь своего максимума по разрезу (до 50%). Количество пыльцы березы вновь убывает. Однако пыльца кустарников представлена также широко. Несколько уменьшается процентное содержание пыльцы травянистых пород и спор. К концу рассматриваемого этапа появляются в значительном количестве пыльца водных растений, споры полушника. Постоянно встречаются споры *Sphagnum*. Отмечено большое количество макроостатков. Завершающий период характеризует время самостоятельного собственно озерного этапа развития. Березовые леса сменяются хвойными. К концу периода отмечены кувшинка, полушник, что говорит об образовании неглубокого озера с чистой прозрачной водой.

Практически вся толща донных отложений сформировалась в субатлантический период. Лишь об этапе 1 можно говорить о том, что он сформировался в суббореальный период. В пользу этого свидетельствуют небольшие изменения в составе растительности на протяжении всего разреза, что говорит о несущественных климатических изменениях на протяжении всего изученного периода; присутствие почти во всех зонах единичных зерен термофильных пород. Радиоуглеродное датирование образцов органического материала из горизонтов, расположенных на верхней и нижней границах переходного горизонта показало временной интервал  $2040 \pm 40$  (Hela-1933) –  $1530 \pm 35$   $^{14}\text{C}$  лет назад (Hela-1932).

Большое Корзино ( $65^{\circ}03', 526$  с.ш.;  $25^{\circ}38', 540$  в.д.) расположено в центральной возвышенной части острова Большой Соловецкий на высоте 17 м над уровнем моря. По данным спорово-пыльцевого анализа выделено 5 зон, соответствующим этапам развития озера.

**1 этап** характеризуется морским типом осадконакопления. В это время отлагаются морские осадки и литологическая граница практически совпадает с границей нижней палинозоны. Зона характеризуется высоким процентом сосны. Отмечены максимальные ее значения (50-60%). Концентрация пыльцы относительно нормальная, однако не превышает высоких значений следующих этапов развития водоема. Кривая пыльцы березы нестабильна (10-30%). В небольших количествах встречается пыльца ели, ольхи, широколиственных пород. Отмечается самый низкий по разрезу процент трав и спор. Судя по характеру растительности, этап соответствует началу атлантического периода.

**2 этап** выделяется по сокращению пыльцы сосны и увеличению березы, ели, ольхи. Наблюдается самый высокий процент широколиственных пород. Сплошную кривую образует пыльца вяза, лещины. Увеличивается содержание пыльцы трав и спор. Среди трав доминируют *Poaceae* и *Cyperaceae*. Появляются водные и прибрежно-водные растения, пыльца которых отмечается в больших количествах. Только на этом этапе отмечена *Typha latifolia*. Резко увеличивается процентное содержание *Bryales*, *Equisetum*. Появляется полушник озерный, что подтверждает начало озерного осадконакопления. Этап также относится к атлантическому периоду, к средней его части. Этот этап формировался в самый теплый период голоцена. Условия для развития растительности были наиболее благоприятными.

**3 этап** характеризуется еще большим снижением содержания пыльцы сосны и увеличением березы. На этом этапе количество пыльца березы достигает своих максимальных значений (до 30%). Количество пыльцы ели резко сокращается. Несколько сокращается количество пыльцы широколиственных пород. Увеличивается разнообразие трав. К доминантам среди трав *Poaceae* и *Cyperaceae* добавляется *Chenopodiaceae*. Впервые в небольших количествах появляется *Ericaceae*. Количество пыльцы водных и прибрежно-водных растений немного сокращается, но встречается все также постоянно. Абсолютно пропадает полушник озерный. Своих максимальных значений по разрезу достигает общее процентное содержание спор и *Bryales* (до 40%), который является доминантой среди спор. Климат становится немного прохладнее. По палинологическим данным этап явно относится к концу атлантического периода. К этому времени относятся две радиоуглеродные датировки  $5535 \pm 45$  (Hela-1928) и  $5755 \pm 45$  (Hela-1927).

**4 этап** отмечается резким увеличением пыльцы ели (до 20%). Это максимальные значения по разрезу. Также велик процентный состав сосны и березы. В небольших количествах отмечается *Abies*. Среди трав до-

минантами являются *Poaceae*, *Cyperaceae* и *Ericaceae*. Встречена пыльца рудеральных видов, связанная с присутствием человека *Rumex*, *Plantago*, *Urtica* и другие. Пыльца водных и прибрежно-водных растений встречается в небольших количествах постоянно. Снижается процентное содержание спор, среди которых меняется доминанта. На протяжении этого этапа процент *Bryales* сокращается, а *Polypodiaceae* растет. Климат относительно прохладный и влажный. На этом этапе своего максимального распространения получают еловые леса. Рассматриваемый этап можно отнести к суббореальному периоду.

**5 этап** характеризуется сменой доминанты среди древесных пород. Вновь возрастает влияние сосны и сокращается процентное содержание ели и березы. При этом количество пыльцы ели и березы остается достаточно высоким. Продолжает отмечаться *Abies*. Среди трав преобладают *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Ericaceae*, *Polypodiaceae*. Также продолжают отмечаться рудеральные виды. Количество пыльцы водных и прибрежно-водных растений в небольших количествах встречается постоянно. Этот последний этап может быть отнесен к субатлантическому периоду.

В результате полученных данных мы можем проследить изменение природной среды острова Большой Соловецкий в течение атлантического, суббореального и субатлантического периодов. В результате сопоставления данных по колонке донных отложений озера Большое Корзино с колонкой озера Лесное подтвердился суббореальный возраст первого этапа развития озера Лесное.

Изолированность экосистем острова Большой Соловецкий наложило отпечаток на развитие растительного покрова, выразившееся в частности в сглаженности процессов. Границы, выделенные по результатам палинологического анализа для атлантического, суббореального и субатлантического периодов, выражены менее четко, чем на окружающих материковых прибрежных территориях. При этом возраст выделенных палинозон подтвержден радиоуглеродными датировками, а этапы изменения экосистем – результатами литологического, геохимического, диатомового анализов. В результате выполненных работ удалось выделить этапы развития озер Лесное и Большое Корзино. Установлена зависимость развития растительного покрова, как от климатических факторов, так и от изменения уровня моря. При этом удалось зафиксировать даже не очень значительные по времени трансгрессивно-регрессивные стадии развития моря.

Исследования проводятся при поддержке проектов РФФИ №10-05-00651-а и 10-05-00412-а., 11-05-10043к.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Субетто Д.А., Кузнецов Д.Д., Лудикова А.В., Сапелко Т.В., Соболев А.Н., Субетто Г.Д., Шевченко В.П. Палеолимнологические исследования на озерах Соловецкого архипелага // Проблемы мониторинга природной среды Соловецкого архипелага: Материалы 4 Всероссийской научной конференции. – Архангельск, 2009. – С. 63-65.
2. Никишин Н.А. История развития природы Соловецких островов по материалам геоморфологических и палинологических исследований // Отчет по теме совместных исследований с географическим факультетом МГУ. – Соловки, 1982 г.
3. Сапелко Т.В., Субетто Д.А., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д. Динамика развития природных обстановок Соловецкого архипелага по данным изучения донных отложений озер // Водные экосистемы: трофические уровни и проблемы поддержания биоразнообразия. Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Водные и наземные экосистемы: проблемы и перспективы исследований». – Вологда, 2008. – С. 95-99.

## ПРИРОДНАЯ ОБСТАНОВКА ЮЖНОЙ СИБИРИ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

**Сафарова С.А.**

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, s.safarova@mail.ru*

## ENVIRONMENT OF THE SOUTH SIBERIA IN THE QUATERNARY PERIOD

**Dr. Safarova S.A.**

*Institute of Oceanology RAS, Moscow*

С наступлением четвертичного периода началось некоторое похолодание. Как полагают, нижнеплейстоценовое оледенение не затронуло Южную Сибирь. Ледники появились в Южной Сибири в среднечетвертичную эпоху, когда оледенение захватило почти всю Сибирь. Оно было названо максимальным, или самаровским. Материковый лед не достиг широт Минусинской котловины, но здесь сформировалось местное горно-долинное оледенение по Кузнецкому Алатау, Западным и Восточным Саянам. В самаровский век языки глетчеров спустились до 300-400 м абс. высоты.

В депрессиях, не подвергшихся оледенению, шел в это время речной размыв и местами скапливались нагромождения флювиогляциального и аллювиального материала. Образовались высокие террасы рек, сформировалась аллювиальная равнина Абакано-Минусинской котловины.

На основе изучения реликтов в растительном покрове В.В. Ревердатто [1] высказывает мысль о том, что в приледниковой области, в том числе и в Минусинской котловине, в эти эпохи формировались криоксеротические холодно-засушливые «болотостепи». На этом перигляциальном пространстве смешивались виды высокогорных флор, спускавшиеся с Южно-Сибирских гор, арктические тундровые виды, гонимые ледником с севера, и обитавшие здесь уже ранее болотные виды и перелески из ксерофитной лиственницы, карликовой березы и сосны.

Реликтовые ассоциации «болотостепи» были обнаружены в современных условиях на восточных склонах Кузнецкого Алатау и в Хакасских степях. В подобных ассоциациях встречаются *Koeleria gracilis*, *Gypsophilla patrinii*, *Ptilagrostis mongolica* и рядом – *Cobresia belardii*, *Salix kochiana*, *Carex coriophora*, *Saxifraga punctata* и др.

Эти представления находят подтверждение в исследованиях террас Енисея, проведенных А.П. Пуминовым [2]. В отложениях четвертой террасы, относимых к эпохе оледенения, он обнаружил по спорово-пыльцевым спектрам признаки явственного остепнения растительности. В.И. Громов [3] и К.К. Марков [4] рассматривают растительный комплекс приледниковых областей Сибири как «холодную лесостепь», с участием разреженных березовых колков. Наши спорово-пыльцевые данные подтверждают, что в соседстве с ледником могли существовать и такие формации. Обнаружилось, что в ледниковый век также совершались смены растительности (намного медленнее, чем в межледниковье) на территориях, свободных от ледяного покрова. При этом растительность времени наступления ледникового периода отличалась от растительного покрова приледниковой области во время регресса оледенения. По-видимому, фазой березовой лесостепи завершалась растительность межледникового века, теснимая холодом наступающего оледенения. Появление болотостепи, напротив, предвестник конца оледенения, результат усилившегося таяния льда.

Конец эпохи максимального оледенения ознаменовался обширной трансгрессией Северного Ледовитого океана, получившей наименование *бореальной*. Обширный Таймырский залив треугольником вдавался на территорию Средней Сибири почти до устья Подкаменной Тунгуски. Его воды населяла теплолюбивая морская фауна, побережье было занято лесами. В этот межледниковый век – его принято называть *казанцевским* – равнина Минусинской котловины, по всей видимости, была занята степями, представленными теплолюбивой флорой с участием Монгольских пришельцев. В обрамлении господствовали лесные формации. Во второй половине казанцевского межледниковья, в связи с отступанием моря, произошел 70-100-метровый врез Енисея. Спрявив излучину у подножья Саян, он переместился вправо.

Его древнее русло до сих пор сохранилось в ландшафте Койбальской степи. Эти перестройки – врез и изменение русел – произошли и у малых рек котловины, не только притоков Енисея, но и Оби – Чулыма, Черного и Белого Июса. В верхнем плейстоцене материковый лед опять начал надвигаться на Сибирь с севера.

Надо отметить, что Сибирь пережила еще одно оледенение – *сартанское*. Радиоуглеродные датировки четвертичных отложений, выполненные в бассейне Енисея рядом авторов показали обособленность позднего сартанского оледенения во времени (11-22 тыс. лет т. н.) от зырянского (окончилось 35 тыс. лет т. н.). При этом, радиоуглеродная датировка палеолитического культурного слоя, изученного нами в Чулымо-Енисейской котловине, обнаружила его сартанский возраст [7]. В этих же отложениях, на второй террасе Енисея у с. Кокорево проведенное нами палинологическое исследование установило спектры, типичные для приледниковой области [8].

Несмотря на различия в высоте снеговой линии над уровнем моря (в самаровский век она была самой низкой), все три оледенения, пережитые горным обрамлением, воздействовали почти одинаково на климат и растительность котловины. Замыкая степи в ледяное кольцо, они создавали в депрессиях холодный и засушливый климат.

Кратковременный, но – по В.Н. Саксу [5] – более теплый, чем современная эпоха, зырянско-сартанский интерстадиал, ознаменовался *карганско*й трансгрессией моря, несколько менее обширной, чем предыдущая бореальная трансгрессия.

Как отмечает А.В. Положий [6], в плейстоцене формировалось древнее ядро современной флоры этой части Сибири. Меняющиеся климатические условия в связи с чередованием ледниковых эпох и межледниковий способствовали интенсивному видообразованию. В частности, в это время возникали новые виды астрагалов и остролодочников (*Astragalus fruticosus*, *Astragalus dasyglottis*, *Oxytropis includens* и др.).

При оледенении горных хребтов высокогорные виды постепенно вытеснились в котловины, где занимали подходящие экологические ниши в пределах перигляциальной зоны. По мере отступления глетчеров эти психрофиты мигрировали в двух направлениях: частью возвращались на прежние позиции, а частью продвигались вслед за отступанием материковых льдов на север.

Таким образом сформировались современные разорванные ареалы ряда аркто-высокогорных видов, центром происхождения которых является Южная Сибирь.

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Ревердатто В.В. Основные моменты развития послетретичной флоры Средней Сибири // Сов. ботаника. – 1940. – № 2.
2. Пуминов А.П. К истории долины р. Енисей на участке Минусинского изгиба в кайнозойе // Четвертичный период Сибири. – М.: Наука, 1966.
3. Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода // Труды Ин-та геол. наук АН СССР. – 1948. – В. 64.
4. Марков К.К. Происхождение современных географических ландшафтов // Докл. XVIII Междунар. конгр. – М. – Л., 1956.
5. Сакс В.Н. Четвертичное оледенение Севера Сибири // Природа. - 1947. - № 4.
6. Положий А.В. Анализ флоры астрагалов и остролодочников степей Средней Сибири // Изв. Бот. об-ва. – Томск, 1959.
7. Муратов В.М., Оводов Н.Д., Сафарова С.А. Общая характеристика палеолитической стоянки Малая Сья в Хокасии // Археология Северной Азии. – Новосибирск: Изд. Наука, СО АН, 1982.
8. Сафарова С.А. Человек и среда его обитания на юге Сибири // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследования в 21 веке. Сборник ВСЕГЕИ. – С-Пб., 1998.

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И ПРИРОДНАЯ СРЕДА АРМЕНИИ В НОВЕЙШЕМ ЭТАПЕ**

**Саядян Ю.В.**

*Институт геологических наук НАН РА, Ереван, Армения, sayad-yuri@rambler.ru*

**GEOLOGICAL DEVELOPMENT AND THE NATURAL ENVIRONMENT OF ARMENIA  
IN THE NEWEST STAGE**

**Sayadyan Yu.V.**

*Institute of Geological Sciences NAS RA*

На основании обобщения материалов многолетних комплексных исследований в докладе приведены впервые разработанные следующие основные научные положения [1].

Установлены основные закономерности новейшей геологической истории, разработана новая региональная стратиграфическая схема и впервые восстановлены палеогеографические события верхней части кайнозойской эратемы Армении. В новейшем этапе истории развития природы Армении установлены и прослежены 29 крупных, а в голоцене – 12 дробных климатостратиграфических подразделений (климатолитов) которые по своему объему в большинстве случаев соответствуют био-, климато- и литостратиграфическим единицам или их частям, некоторые из них выделены в объеме свит, подсвит, слоев. Каждый климатолит представляет собой совокупность горных пород, сформировавшихся во время одного климатического полуритма интенсивного похолодания или потепления, проявленного в регионе. Два смежных по разрезу климатолита охватывают климатический ритм «потепление–похолодание».

Стратоны выделены по совокупности осадочных пород, признаки которых обусловлены ритмическими изменениями климата, зафиксированными в особенностях вещественного состава пород и ассоциаций остатков фауны и флоры, с учетом длительности формирования стратонов соответствующего ранга. Границами стратонов являются палеоклиматические рубежи, выраженные в изменении литологического состава отложений, в смене ассоциаций климатических и экологических индикаторов – фауны, флоры (в т. ч. диатомовых водорослей), геохимической среды и др. Региональная стратиграфическая схема основана на изучении опорных разрезов осадочных пород крупных межгорных впадин, где развиты наиболее мощные (до 2000 м) отложения, скоррелирована и спроектирована на общую стратиграфическую и геохронологическую шкалу.

В позднем сармате значительная часть территории Армении была занята водами обширного Понто-Каспийского морского бассейна Восточного Паратетиса. Рельеф прибрежной суши стал расширяться с конца позднего сармата за счет сокращения акватории этого бассейна и представлял собой низменность. Климат области был средиземноморским, ландшафты субтропическими – близкими современным ландшафтам побережий Южной Европы и Северной Африки.

Начиная от конца сармата до голоцена включительно, территория Армении находится в континентальной стадии развития. Выделены 10 крупных эрозионно-седиментационных циклов: в конце сармата-мэотисе, в понте, киммерии, акчагыле, эоплейстоцене (два), неоплейстоцене (три) и голоцене. Эти циклы происходили в очевидной зависимости, в первую очередь от тектонических поднятий и их относительной стабилизации, а



также климатических колебаний. Каждый из этих циклов начинался крупной фазой тектонического поднятия региона, глубинной эрозией, аллювиальной седиментацией, за ней следовала новая фаза воздымания региона и эрозии. Установлена четкая закономерность: озерные отложения формировались в эпохи относительной тектонической стабилизации, похолодания, увлажнения и облесения области, а аллювиальные – в эпохи активизации тектонических движений (поднятий), глубинной эрозии, потепления (аридизации), ксерофитного остепнения. Существовала прямая зависимость эрозионно-седиментационных циклов четвертичного периода от изменений главного базиса эрозии – уровня Каспийского моря: трансгрессиям моря в Армении соответствовали эпохи похолоданий и увлажнений, а регрессиям – потеплений и аридизаций. В то же время важную роль играли изменения местного базиса эрозии в связи с локальными тектоническими поднятиями, вулканическими извержениями.

В мэотисе в результате активизации тектонических поднятий от Понто-Каспийского бассейна отделился обширный солоноватоводный озерный водоем. Рельеф его побережий был низменным и низкогорным (200-500 м). В ландшафтно-климатической обстановке региона произошла некоторая аридизация и незначительное похолодание. Однако, по-прежнему господствовали субтропические ландшафты, но более засушливые, приближающиеся уже к современным условиям Южного берега Крыма.

В понте отмечалось медленное тектоническое поднятие региона, усиливавшееся к концу эпохи. Межгорные впадины опускались, активизировался вулканизм и продолжалась озерная седиментация. Формировались основные направления гидрографической сети и первая генерация крупных межгорных впадин. В их котловинах сохранились воды мэотического реликтового озера. Рельеф Армении в целом оставался низменно-низкогорным (до 500 м), активно подвергался эрозионно-денудационному выравниванию и превратился в поверхность, приближающуюся к пенеплену. В понте нарастали аридизация и похолодание климата, что привело к распространению средиземноморской флоры приближающейся к современным лесам предгорий Западного Кавказа (Новороссийский район).

В раннем плиоцене началось интенсивное сводовое поднятие мегантиклинория Малого Кавказа и прогибание межгорных впадин, в которых продолжалась аллювиальная и озерная седиментация, проявлялся вулканизм. Рельеф был приподнят до высот 700-1500 м, а в целом оставался низкогорным. В связи с резким понижением уровня Каспийского моря до минус 500 м происходили глубинное врезание гидрографической сети и накопление грубообломочного аллювия. Это время в литературе называется «преакчагыльской» эрозионной фазой, соответствующей бабаджанскому горизонту Каспия или так называемой «свите перерыва». Климат в начале киммерия был семиаридным и теплым. Распространилась степная и лесостепная растительность, свидетельствующая об аридизации климата. Во второй половине киммерия произошло резкое похолодание и увлажнение, растительность приближалась к современным таежным лесам.

В позднем плиоцене тектоническая активность территории Армении заметно ослабла, в реках затухала глубинная эрозия, в межгорных впадинах активно протекала озерная седиментация, в Каспийском море происходила акчагыльская трансгрессия. Попеременно, в зависимости от конкретных условий седиментации, одновременно происходило запруживание лавовыми потоками тех или иных участков речных долин. В акчагыле известны трещинные излияния преимущественно базальтовых и андезитово-базальтовых лав, потоки которых слагают обширные пространства Армянского вулканического нагорья. Рельеф региона становился среднегорным (до 700-1500 м). Ландшафтно-климатические условия в акчагыле шестикратно существенно менялись, причем трижды в раннем и трижды в позднем акчагыле. Засушливые семиаридные условия в начале акчагыла с полупустынно-степной растительностью, близкой к современной растительности Араратской равнины, в дальнейшем сменились семиаридными (сезонновлажными) и развитием ландшафтов, приближающихся к современной субтропической саванне. Затем произошла новая аридизация климата и вновь появились ксерофитные степи. В конце раннего и в позднем акчагыле наметились увлажнение и похолодание климата, появились широколиственные леса с островками лесостепей. В конце позднего акчагыла установился увлажненный умеренно-континентальный климат, появились хвойные и мелколиственные леса. Акчагыльский этап завершился началом новой крупной эрозионной фазы развития рельефа, когда были переуглублены русла рек, а в озерных толщах откопаны древние речные долины. В рельефе Малого Кавказа господствующее положение занимали горы средних высот – до 1500-2000 м.

Четвертичный период в Армении, начиная с эоплейстоцена, отмечен новой активизацией тектонических движений – сводовым воздыманием Малого Кавказа, эрозией рельефа, прогибанием межгорных впадин и их заполнением озерными осадками. Озерной седиментации способствовало поднятие уровня Каспия и ослабление эрозионного процесса во время апшеронской трансгрессии. Переуглубленные и откопанные речные долины были заполнены вулканогенными образованиями и озерными осадками. Формирование эоплейстоценовых отложений происходило при неоднократных (до шести) ландшафтно-климатических ритмах. Сильное похолодание на Малом Кавказе совпадает с чегемским оледенением Большого Кавказа (или с так называемым «морозным временем»), которое произошло в позднем эоплейстоцене. Вероятно, на Большом Кавказе в эоплейстоцене горы превышали снеговую границу. На Малом Кавказе гляциальные формы рельефа и ледниково-

аккумулятивные эоплейстоценовые отложения отсутствуют. К этому времени относятся галечные отложения наклонных равнин и террас 170-180-метровых уровней предгорий Малого Кавказа, которые сопоставляются с флювиогляциальными отложениями Кусарской равнины. В целом, климатические условия Армении в конце эоплейстоцена были относительно холодными, и их можно характеризовать как пльвиальные – увлажненные умеренно-континентальные.

Неоплейстоценовый этап в Армении начался новой активизацией тектонических движений – дальнейшим сводовым поднятием мегантиклинория Малого Кавказа и одновременным прогибанием межгорных впадин. Среднегорья в раннем неоплейстоцене занимали господствующее положение, но пока они не достигали климатической снеговой границы. Следы раннеоплейстоценового оледенения на территории Армении также отсутствуют. В начале этапа имела место крупная эрозионная фаза, речные долины переуглублялись и откапывались, одновременно происходили накопление грубообломочного аллювия, дифференциация тектонических движений, падение уровня Каспийского моря (тюркянская регрессия). В дальнейшем тектонические процессы ослабли и в межгорных впадинах стали накапливаться озерные и озерно-аллювиальные отложения. Эти отложения отражают несколько крупных климатических ритмов. Это время соответствовало эпохе бакинской трансгрессии Каспийского моря. Этап увлажнения и похолодания, возможно, соответствовал и был частично обусловлен окским оледенением Русской равнины. Тогда на территории Армении господствовали пльвиальные – умеренно-континентальные климатические условия.

В начале среднего неоплейстоцена на территории Армении активизировались тектонические движения, происходил новый эрозионный врез, раннеплейстоценовые озера частично осушились, в межгорных впадинах накапливались озерно-аллювиальные отложения в условиях семиаридного климата и распространения степной и лесостепной растительности. Малый Кавказ в среднем неоплейстоцене превратился в высокогорную страну, высоты которой превышали 2800-3000 м, а также – плейстоценовую снеговую границу. Отложения среднего неоплейстоцена, содержащие фауну крупных млекопитающих ленинканского фаунистического комплекса хорошо сопоставимы с руководящим формам сингильского комплекса Нижнего Поволжья. По времени эпоха совпадала с сингильской регрессией Каспийского моря и лихвинским межледниковьем Русской равнины; в Армении это было межпльвиальное время.

Глинистые озерные отложения межгорных впадин, расположенные выше основания среднего неоплейстоцена, вначале формировались в увлажненных умеренно-континентальных условиях, когда на территории Армении господствовали мелколиственные и хвойно-широколиственные леса. Затем произошла аридизация климата и на смену лесам пришла степная ксерофитная растительность с островками лесов. Позже началась новая волна увлажнения и похолодания, появились хвойные и мелколиственные леса, близкие к современным лесам умеренного пояса. Накопление озерных отложений в целом совпадало с днепровской ледниковой эпохой среднего неоплейстоцена Русской равнины: раннее похолодание – со временем днепровской стадии эпохи, а позднее – с московской стадией, аридизация между ними – с одинцовским межледниковьем, которое в пределах Армении было межпльвиальным, а два среднеоплейстоценовых холодных этапа совпадали с увлажнением и похолоданием – горным оледенением. Свита озерных отложений среднего неоплейстоцена имеет двучленное (двухфазное) литологическое строение, обусловленное активизацией речного стока и динамикой снеговой границы в период двух стадий среднеоплейстоценового горного оледенения Армении, совпадающих с двумя стадиями оледенения Большого Кавказа – терского-I и терского-II.

Начало позднего неоплейстоцена отмечено накоплением грубообломочного аллювия, который формировался при очередном эрозионном этапе развития рельефа. Он совпадал со временем агельской регрессии Каспия, протекавшей при континентальном, сухом климате, с господством в ландшафтах степной растительности. В Армении глинисто-суглинистые озерные отложения, относящиеся к позднему неоплейстоцену, формировались при увлажненном холодном климате. Ландшафтно-климатические условия области неоднократно менялись. С валдайской ледниковой эпохой Русской равнины было связано похолодание, которое в Армении было выражено пльвиальными условиями и позднеоплейстоценовым горным оледенением. Оно имело две стадии развития, выраженные двучленным (двухфазным) литологическим строением озерных толщ, связанных с активизацией ледникового речного стока. Эти стадии совпадают с безенгийским-I и безенгийским-II горными оледенениями Большого Кавказа. Они как в Армении, так и на Большом Кавказе были разделены межстадиалом, который на Малом Кавказе был теплым и влажным. В межгорных впадинах поздний неоплейстоцен представлен также серией надпойменных террас (до 5-6).

Отложения голоцена Армении хорошо изучены в Севанской впадине. Здесь они расчленяются на древний, ранний, средний и поздний голоцен и выделяются 12 крупными этапами изменений ландшафтной обстановки и климата (климатолитами) со специфическими особенностями развития каждого этапа. Среди них наиболее существенные перемены были в древнем и раннем голоцене. В древнем голоцене произошла дегляциация позднеледникового горного оледенения и наполнение чаши Севанской впадины талыми ледниковыми

водами, уровень которых превышал абсолютную отметку 2000 м. В это время климат оставался холодным влажным (плювиальным). Ландшафты были представлены холодными степями, на смену которым пришли дубово-сосновые леса. В раннем голоцене отмечена аридизация климата. Уровень вод озера понизился до абсолютной от 1860 м, растительность была представлена ксерофитными степями. Это время совпадает с мангышлакской регрессией Каспийского моря. Средний голоцен на территории Армении был относительно теплым, влажным и совпадал с началом новокаспийской трансгрессии и с климатическим оптимумом голоцена. Позднеголоценовое время не отличалось существенными изменениями климата и растительного покрова. Последний был представлен широколиственными лесами с участием хвойных пород, которые сохранились до наших дней, когда началась их искусственная интенсивная вырубка.

Озеро Севан и Каспийское море расположены в единой аридной зоне. Колебания уровня этих водоемов в голоцене были относительно синхронны и зависели, в первую очередь, от изменений климата. С началом среднего голоцена в Севане уровень озера поднялся до 1925 м и не опускался ниже отметки 1900 м вплоть до его искусственного интенсивного понижения (1936 г). По состоянию на декабрь 2010 г уровень озера находится на абсолютной высоте 1899,90 м. В различных частях Армении к голоцену относятся вторые и первые надпойменные террасы и поймы речных систем Аракса и Куры.

Следует отметить, что природный процесс на территории Армении, начиная с позднего сармата, протекал в рамках направленного общеклиматического похолодания, которое возрастало в четвертичном периоде. Похолодание прогрессировало от плиоцена к эоплейстоцену и неоплейстоцену. Эоплейстоценовое похолодание коррелируется с эпохой похолодания Русской равнины. Раннеэоплейстоценовое похолодание могло быть связано с окской ледниковой эпохой Русской равнины. Для среднего и позднего неоплейстоцена Армении установлены две стадии похолоданий и увлажнений, разделенные потеплениями, а также две стадии развития горных ледников, разделенные межстадиалами. Фазы активизации речного стока и формирования грубообломочного аллювия были подчинены динамике снеговой границы во время развития двух стадий оледенения. Эти стадии могли быть связаны с двумя стадиями покровных оледенений Русской равнины – днепровской и валдайской.

Таким образом, главная суть природного процесса на территории Армении на протяжении последних 11 млн. лет заключается в том, что на фоне длительного однонаправленного развития, сводившегося к постепенному похолоданию, происходили ритмические изменения природной среды в целом и во всех ее отдельных компонентах. Природный процесс на всей территории области отражался синхронно в региональном и межрегиональном масштабах и одновременно подчинялся законам повсеместности, направленности, ритмичности, местной (региональной) индивидуальности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении. – Ереван: Изд. «Гитутюн» НАН РА, 2009. – 356 с.

### ОНТОГЕНЕЗ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ ОКЕАНСКИХ РУД

Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н.

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова, РАН, Москва, tania@blackout.ru*

### ONTHOGENESIS OF OCEANIC FERROMANGANESE ORES

Svalnov V.N., Alekseeva T.N.

*P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

В океанских осадках постоянно присутствуют оксигидроксиды железа и марганца, изначально имеющие гидрогенное или гидротермальное происхождение. Основными формами концентрирования оксигидроксидов в окислительной обстановке на дне океана являются железо-марганцевые корки, макро- и микроконкреции. Меньшая доля железа и марганца приходится на неокристаллизованные коллоидные оксигидроксиды, оксидные пленки на поверхности скелетов радиолярий и других биогенных остатков, входят железо и марганец в состав обломочных минералов. С точки зрения баланса вещества необходимо также учитывать нередко встречающиеся в разрезах переотложенные фрагменты рудных корок и конкреций.

Железо-марганцевые корки формируются на разделе вода – дно (стадия седиментогенеза) за счет взвешенных в водной толще оксигидроксидов железа и марганца. Их состав не зависит от субстрата, но он должен быть относительно уплотненным. Распространение корок обычно контролируется положительными формами

рельефа дна и склонами, в пределах которых придонные течения наиболее интенсивные, а скорости седиментации минимальные.

Железо-марганцевые конкреции образуют огромные поля в пелагических областях океана с низкими темпами осадконакопления. Своей нижней частью они всегда погружены в осадок, а верхней частью контактируют (до момента захоронения) с придонной водой, соответственно в их составе отражается влияние процессов, происходящих в двух разнородных средах. Формируются конкреции на этапах протосингенеза, сингенеза, протодиagenеза и раннего диагенеза [1], являясь основным носителем в океане марганца, железа и связанных с ними элементов. Значительный размер ядра позволяет конкрециям длительно существовать в условиях изменчивой среды, т.е. они несут информацию, усредненную за большой промежуток времени.

Железо-марганцевые микроконкреции представляют собой разнообразные по форме протосингенетические аутигенные рудные стяжения размером менее 2 мм, образованные в окислительной среде коллоидно-химическими, хемосорбционно-каталитическими и микробиологическими процессами вблизи раздела вода – дно. Формируются они в благоприятных условиях ранних этапов пелагического литогенеза, хотя могут зарождаться и в приконтинентальных зонах, но после захоронения неизбежно растворяются в восстановительной среде подповерхностных слоев осадков.

Микроконкреции оформляются главным образом в осадке, никогда не возвышаясь над дном. Достигнув величины, соизмеримой с толщиной поверхностного геохимически активного слоя (около 0.25 мм), они, подчиняясь закону гравитации и воздействию новых порций поступающего на дно осадочного материала, опускаются ниже активного слоя. Дальнейшая судьба микроконкреций диктуется условиями захоронения. В окислительной обстановке они не меняют своих характеристик, но самые крупные из них индивидуально или в совокупности могут служить ядрами микроконкреций. В субокислительной среде микроконкреции частично растворяются, подпитывая рудными элементами нижнюю и боковую поверхности макроконкреций, или наращивают собственные оболочки. В восстановительных условиях рудные слои микроконкреций полностью растворяются, пополняя запасы железа и марганца в вышележащих окисленных осадках.

В эвпелагических глинах микроконкреции являются основным носителем марганца, кобальта, меди и цинка, в большинстве же типов осадков их роль незначительна. Однако, учитывая практически повсеместное распространение микроконкреций в окисленных осадках, краткую историю формирования, адекватное отражение в своем составе изменений фациальной обстановки, скорости осадконакопления, их можно считать высокоинформативным объектом при исследовании условий седиментации [2]. Микроконкреции являются самостоятельной формой концентрирования в океане марганца, железа и связанных с ними микроэлементов, но не всегда сопровождаются рудными скоплениями конкреций. Косвенным свидетельством наличия корок и конкреций на поверхности дна служат фрагменты этих образований в толще осадков.

Пленки оксигидроксидов железа и марганца на биогенных остатках (зародышевые микроконкреции) появляются на заключительной фазе преседиментогенеза – осаднение взвешенных в толще воды частиц. Эти пленки не имеют практического значения, но они важны как начальный этап фиксации оксигидроксидов на уплотненных объектах разного состава.

Онтогенез железо-марганцевых руд океана четко прослеживается в ряду: зародышевые пленки → микроконкреции → макроконкреции. Эти три формы объединяют окислительное минералообразование и локальное развитие восстановительных процессов за счет реакционноспособного органического вещества. Как правило, пленки служат затравкой для роста микроконкреций, которые, в свою очередь, растворяясь в восстановительной среде, подпитывают конкреции рудными элементами. Главная особенность конкреций – формирование в двух разнородных средах. Практическая значимость конкреций на многие порядки выше, чем микроконкреций и пленок, но сопоставима с рудными корками. Последние тоже образуются в окислительной обстановке, но их рост не зависит от диагенетических процессов в подстилающем субстрате, а в онтогенезе, вероятно, отсутствует этап формирования микроконкреций.

Процессы железо-марганцевого оруденения в океане на стадии седиментогенеза, на этапах протодиagenеза и раннего диагенеза продолжаются около 20 тыс. лет, т.е. в позднем плейстоцене – голоцене. В геологической истории, безусловно, существовали и другие эпохи аномального концентрирования железа и марганца.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. – М.: Наука, 1991. – 256 с.
2. Свальнов В.Н. Океанские марганцевые микроконкреции как индикатор условий седиментации // Тихоокеанская геология. – 2001. – Т. 20. – № 6. – С. 57-69.

## РЕГРЕССИИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО КАСПИЯ

Свиточ А.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
Москва, paleo@inbox.ru

## REGRESSION OF PLEISTOCENE CASPIAN BASINS

Svitoch A.A.

Lomonosov Moscow State University, faculty of geography, Moscow

В плейстоцене для Каспийского моря характерны многократные, разноамплитудные падения уровня моря. Наиболее крупные регрессии отмечались в тюркянскую, бакинско-хазарскую и послехвалынскую эпохи, состоящих из ряда более мелких флуктуаций уровня (мангышлакская, челекенская, енотаевская, черноморская, избербашская регрессии) отражающих другую иерархию событий.

В регрессивные эпохи, в результате падения уровня Каспийского моря, на его шельфе отмечались масштабные природные изменения: 1 – осушение обширных участков морского дна; 2 – смена ландшафтной обстановки и основных процессов рельефообразования и осадконакопления; 3 – на сохранившихся участках водной акватории происходило изменение состава обитавших там фаунистических комплексов и солевого состава морских вод.

1. Осушение шельфа Каспия было повсеместным и различным по площади и времени. Следы падения уровня устанавливаются в основном по элементам подводного рельефа (аккумулятивным и абразионным формам), лито-фациальному составу донных осадков – увеличению в них доли прибрежных пляжевых фаций и их грубости, широкому распространению субаэральных (эоловых) и наземноводных (озерных, аллювиальных) образований, наличию следов почвообразования; изменению состава биологических комплексов (малако- и микрофауны, диатомей и т.д.). Наиболее достоверные следы древних береговых линий, известные в интервале глубин 3-5 м (-31–33 м абс.) 67 м (-95 м абс.). Региональное распространение имеют следы регрессий на глубинах 3-5 м (-31–33 м абс.), 7 (-35), 9 (-37), 11-12 (-39–40), 14-17 (-42–45), 19 (-47), 22 (-50), 27 (-55), 36 (-64), 56 (-84) м. Менее достоверны следы на глубине 70-85 (-98 – -113) м отмечают свидетельства падения уровня моря на глубинах 145-150 (-173 – -178) м, и на абс. отметках -208 – -230 м.

По-видимому, полностью (234 тыс.км<sup>2</sup>) шельф осушался в максимум ательской и мангышлакской регрессий, и возможно, в предбакинскую (тюркянскую) эпоху, тогда площадь Каспия сокращалась до 150 тыс. км<sup>2</sup>, а объем моря с 78 до 62 тыс. км<sup>3</sup>. Частично (на половину, до -50 – -80 м абс.) шельф, вероятно, осушался в челекенскую и енотаевскую эпохи, тогда площадь шельфа сокращалась до 50 тыс. км<sup>2</sup>. Верхняя часть шельфа (-30 - 50 м) в сферу экзогенных воздействий попадала чаще – в черноморскую и избербашскую регрессии и неоднократно в начале и при завершении других более масштабных падений уровня Каспия.

2. В регрессивные эпохи на осушенных участках происходила полная смена аквальных ландшафтов наземными и основных процессов рельефообразования и осадконакопления. Особенно масштабно это отмечалось на обширной обсохшей площади Северного Каспия. Здесь вместо ландшафтов каспийского мелководья возникли обширные низменные сухие полупустынные степи, прорезанные речными долинами. Падение уровня моря приводило к эрозионному врезу, удлинению основных речных долин и активному выдвиганию дельт. Также широко отмечалось образование аккумулятивных речных и эоловых форм рельефа. На узком шельфе каспийских котловин в субэкваториальных условиях формировался рельеф денудационных равнин с системами грядовых и ступенчатых форм эрозионного и абразионного происхождения, прорезанных серией глубоких водотоков, привязанных к низкому уровню Каспия. Талассогенные факторы рельефообразования, связанные с динамикой морских вод, сохранились на неосушенных частях шельфа, здесь в волноприбойной зоне продолжалось активное образование серии береговых валов. Бенча, абразионных и аккумулятивных террас и накопление грубозернистых отложений.

На осушенном шельфе происходило накопление континентальных осадков пестрого фациального состава. В северном Каспии установлены эоловые, озерно-пойменные, озерно-лагунные и русловые отложения. Регрессивные морские осадки шельфа в отличие от подстилающих и перекрывающих их трансгрессивных фаций более грубые по составу, фиксирующие динамическую обстановку накопления в обмелевшем море.

3. Эпоха низкого уровня Каспия – это периоды крупных изменений его бентоса, в частности, комплексов моллюсков. Отмечается два основных типа смены комплекса моллюсков. Первый тип установлен в урунджикских и верхнехазарских отложениях. По существу это осадки остаточных водоемов сохранившихся в регрессивные эпохи от крупных трансгрессивных бассейнов. Для них характерно определенное сокращение количества видов за счет исчезновения форм, обитавших в предыдущие трансгрессивные эпохи и появление видов широко распространенных в последующие эпохи.

Второй тип малакофаунистических изменений в регрессивные эпохи Каспия – это резкая, местами практически полная смена комплексов моллюсков. Он отмечен в ательскую и мангышлакскую эпохи, во время которых практически исчезла хазарская и хвалынская фауны. Сам процесс таких событий не совсем ясен. Судя по материалам изучения морских осадков на шельфе Среднего Каспия во время мангышлакской регрессии и очень низкого уровня моря здесь существовала самая разнообразная гидрологическая обстановка. В соответствии с нею, на одних местообитаниях продолжали располагаться старые (позднихвалынские) комплексы моллюсков, а на других они исчезли и формировались новые таксоны.

4. В регрессивные эпохи изменялась соленость Каспия. При этом изменения минерализации в разных местах бассейна были разными. В Северном Каспии, изменения солености которого обусловлены режимом водообмена со Средним Каспием – в эпохи регрессий солеобмен был минимальным и отмечалось значительное опреснение речными водами р. Волги и других рек. В Среднем и Южном Каспии изменение солености в трансгрессивно-регрессивные эпохи было незначительным – в пределах первых промилле (~13‰). Установленное здесь небольшое увеличение солености, возможно, связано с эффектом выпаривания и отсутствием стока в залив Кара-Богаз-Гол, реально это могло быть обусловлено потеплением климата в Каспийском регионе.

В эпохи, когда шельф Каспийского моря осушался, в Каспийской области и в смежных с нею ледниковых районах Русской равнины отмечались различные климатические события. В настоящее время не существует документального материала для достоверной корреляции событий этих регионов в раннем-среднем плейстоцене. В крупных чертах, можно предполагать о совпадении основных регрессивных эпох (добакинской, бакинско-хазарской, хазарско-хвалынской и послехвалынской) с межледниковьями Русской равнины (петропавловским (?), лихвинским, микулинским, голоценовым), хотя, по-видимому, в действительности это соотношение было много сложнее, особенно это относится к самым ранним регрессивным эпохам.

Для позднего плейстоцена-голоцена корреляции событий более правдоподобны. На шельфе Каспийского моря в эпоху последнего ледникового цикла (поздний вюрм, поздний Валдай, 23-10 тыс. л. н.) установлена серия последовательно проходивших крупных природных событий, в разной степени совпадавших с ледниковой ритмикой Русской равнины. В первую половину позднеледниковья (ранний валдай, ранний вюрм) отмечалась ательская регрессия Каспия и был осушен шельф, целиком попавший в зону субэаральных процессов. Окончание регрессии и начало раннехвалынской трансгрессии Каспия пришлось на максимальную (осташковскую) стадию оледенения Русской равнины, с исключительно суровым континентальным климатом. Енотаевская регрессия, разделившая ранне и позднихвалынские трансгрессии, судя по радиоуглеродным датам (9,5-8,6 тыс. л. н.), совпадает с холодными эпохами начала голоцена Русской равнины, а мангышлакская и избербашская регрессии соответственно с теплой атлантической и прохладной суббореальной эпохами голоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 10-05-00251 и 11-05-00093)

## **ПОРОГИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПРОЛИВОВ МАНЫЧА**

**Свиточ А.А., Макшаев Р.Р.**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
Москва, paleo@inbox.ru*

## **RAPIDS OF PLEISTOCENE MANYCH STRAITS**

**Svitoch A.A., Makshaev R.R.**

*Lomonosov Moscow State University, faculty of geography, Moscow*

Субширотно ориентированная Манычская депрессия, располагающаяся между Каспийским и Черным морями, в плейстоцене неоднократно служила местом сброса вод каспийских трансгрессий в понтические бассейны. Днище депрессии (проливов) неровное обусловленное структурными особенностями и неотектоническим режимом Манычского прогиба. Пониженные участки приурочены к локальным впадинам, а повышенные к тектоническим поднятиям. В эпохи каспийских трансгрессий поднятия днища депрессии являлись порогами, регулировавшими открытие и закрытие проливов и всю систему сброса каспийских вод в Черное море.

В истории плейстоценовых проливов Манычской депрессии определено существование трех порогов: Зунда-Толга, Сальского и Маныч-Балабинка (рис. 1).

Они выявляются разными признаками и существенно различаются по строению, времени и динамики развития и роли в истории проливов (рис. 2).

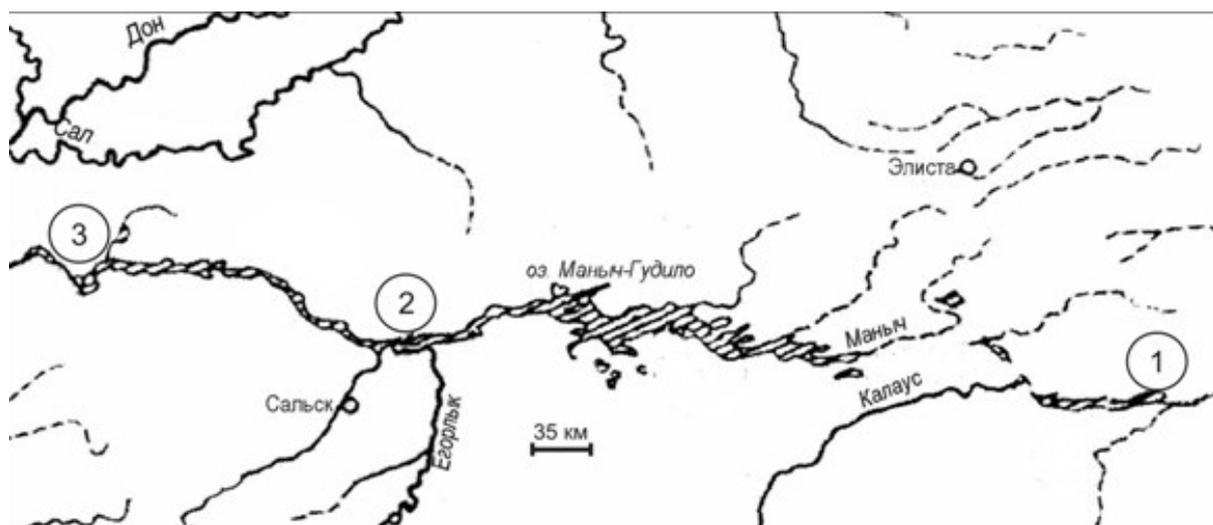


Рис. 1. Схема местоположения порогов.  
1 – Зунда-Толга, 2 – Сальский, 3 – Маныч-Балабинка.

*Порог Зунда-Толга.* По единодушному мнению Зунда-Толга является ключевым звеном во всей системе Каспийско-Черноморских проливов, контролировавшим верхний уровень каспийских трансгрессий и всю систему сброса каспийских вод. Для его истории характерна этапность (цикличность) проявления процессов активного врезания и последующего заполнения вреза осадками. Начало каждого этапа приходится на время преодоления трансгрессирующими динамическими водами Каспия порога и их вреза в днище структуры. Процесс размыва порога («пробки») возможно, осуществлялся в виде попятной (регрессивной) эрозии, в противоположном направлении вод в проливе и начинался с конца порога на участке его наибольшей крутизны. Активный размыв порога заканчивался после выработки профиля равновесия, хотя вследствие постоянного изменения уровней Каспия и Азово-Черноморского водоема завершение этого процесса вероятно никогда не происходило. Окончание этапа падает на время активного заполнения вреза сначала морскими каспийскими отложениями, а после закрытия пролива, наземноводными и субэаральными образованиями.

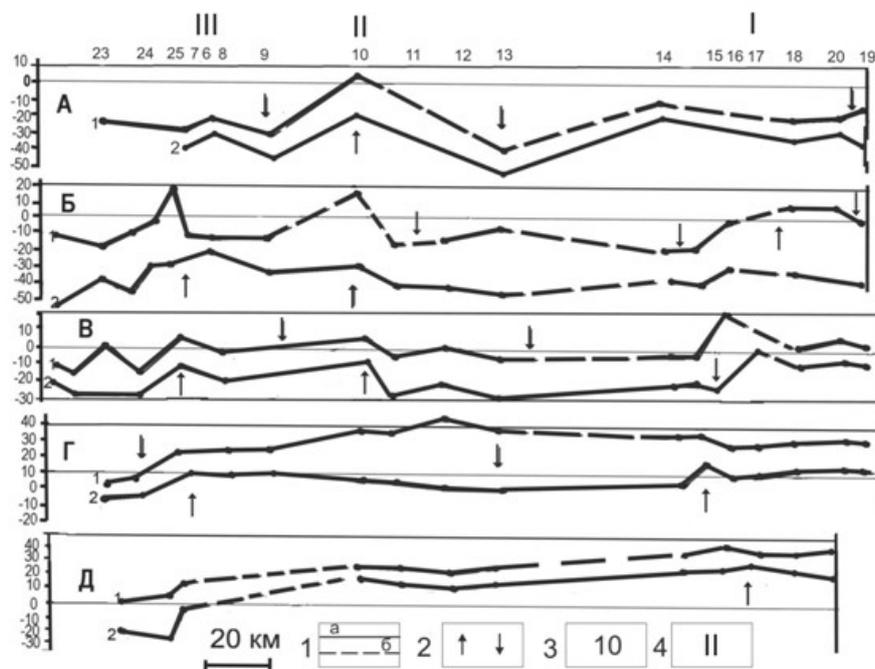


Рис. 2. Гипсометрия кровли (1) и ложа (2) реперных горизонтов плейстоценовых проливов Маныча (А – бакинско-позднечугдинского, Б – раннехазарско-древнеэвксинского, В – позднечугдинско-карангатского, Г – буртасского озера, Д – раннехвалынского). 1 – установленное (а) и предполагаемое (б) положение, 2 – направление (знак) деформаций, 3 – опорные геологические профили, 4 – пороги: I – Маныч-Балибка, II – Сальский, III – Зунда-Толга.

Отличием порога Зунда-Толга от других аналогичных структур является наличие узких, глубоких, унаследованных врезов определявших режим сброса вод каспийских трансгрессий. Отмеченные особенности порога обусловлены геологическим строением поднятия Зунда-Толга сложенного стойкими к размыву плотными карбонатными породами неогена.

*Сальский порог*, как и Зунда-Толга приурочен к структурному поднятию, но менее неотектонически активному. Вследствие этого, его роль как порога явственно проявляется (деформации реперных горизонтов, наличие заполненных осадками глубоких врезов) для длительно существовавших проливов – бакинского и раннехазарского, в то время как в эпоху непродолжительного (3-5 тыс. лет) сброса хвалыньских вод она достоверно не установлена.

*Порог Маныч-Балабинка*, также обусловлен неотектоническими поднятиями. На нем, за исключением раннехазарского пролива отсутствуют аномальные врезы, а наиболее достоверно существование порога устанавливается по геоморфологическим свидетельствам и наличию глубокого размыва в подошве хвалыньских отложений.

В целом в истории Манычских проливов роль Сальского и Маныч-Балабинского порогов более скромная, чем поднятия Зунда-Толга. Интересно заметить, для всех гидрологических порогов Маныча не установлено заметного изменения литофациального состава осадков обусловленных их местоположением, что свидетельствует о сходном относительно спокойном гидрологическом режиме в протоках проливов во время осадконакопления.

Можно заключить – пороги Маныча, их образование, существование и решающая роль в гидрологии проливов, это результат проявления множества факторов и, в первую очередь, характера и неотектонической активности геологических структур, геоморфологического устройства ложа проливов и особенностей режима каспийских трансгрессий сбрасывавших воды по проливам Маныча в Понт.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 10-05-00251 и 11-05-00093).

## СТАДИИ ОЛЕДЕНЕНИЙ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И БЕЛОМОРЬЯ

Семёнова Л.Р.<sup>1</sup>, Рыбалко А.Е.<sup>2</sup>, Журавлев В.А.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, ljudmilasemenova@mail.ru*

<sup>2</sup> *ФГУНПП «Севморгео», Санкт-Петербург*

<sup>3</sup> *ОАО «Морская арктическая геологическая экспедиция» (МАГЭ), Мурманск*

## STAGES OF THE LATE PLEISTOCENE GLACIATION OF THE KOLA PENINSULA AND WHITE SEA REGION

Semenova L.R.<sup>1</sup>, Rybalko A.E.<sup>2</sup>, Zhuravlev V.A.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> *A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St-Petersburg*

<sup>2</sup> *State Company «Sevmorgeo», St-Petersburg*

<sup>3</sup> *JSC Marine Arctic Geological Expedition (JSC MAGE), Murmansk*

В пределах Кольского полуострова и Беломорья последнее Скандинавское оледенение (поздний неоплейстоцен, МИС 2), происходило по многостадийному сценарию, который осложнялся наличием горных массивов высотой до 1000 м (Хибины, Ловозеро, Волчья тундры и другие), обширных возвышенностей (Кейвы, Беломорско-Кулойское плато), внутреннего Белого моря и омывающего с севера Кольский полуостров Баренцева моря. В период максимальной стадии Скандинавский ледник взаимодействовал со Шпицбергенским покровным ледником (в пределах современной акватории Баренцева моря) и с покровным ледником (Новоземельским?), распространявшемся с северо-востока (в пределах современной акватории Баренцева моря и в районе Горла Белого моря). Взаимодействие этих ледников является до сих пор предметом жарких дискуссий.

В пределах Кольского полуострова и Беломорья существовали ледники растекания, к которым относятся Скандинавский, Понойский и Кулойский, и ледники стока – горные ледники. Горные ледники были представлены ледниками склонов (каровые и карово-долинные) и ледниками долин (долинные и сложные долинные). По распределению базальных температур на площади ледникового ложа и его состоянию (мерзлomu или талому) Скандинавский щит отнесён к политермальным, где чередуются субконцентрические зоны теплого и холодного базального льда и соответственно талого и мёрзлого субстрата, обычно прерываемыми тальными полосами под радиальными потоками относительно быстро текущего льда. Понойский и Кулойский щиты относятся к монотермальным ледникам, залегающим целиком на мёрзлом субстрате. Горные ледники, скорее всего, были монотермальными, но имели в подошве теплый лёд.



На территории Кольского полуострова и Беломорья запечатлены стадии похолоданий в период отступления ледника. В периоды активизации оледенения сохранялось генеральное направление продвижения льдов, различия направлений были обусловлены орографическими особенностями. К настоящему времени, не смотря на то, что известны границы стадий и осцилляций, определение их абсолютного возраста во многих случаях проблематично. С высокой степенью достоверности устанавливается граница максимального распространения Скандинавского ледника, граница оледенения в невскую стадию и в стадию Сальпаусселька I. Возраст остальных стадий, выделяющихся на территории Кольского полуострова и Беломорья, условен, тем более, что формирование многих известных краевых ледниковых комплексов происходило в несколько этапов. Возраст стадий горно-долинного оледенения, развивавшегося в пределах горных массивов, в большинстве случаев определяется также условно. Долгое время краевые комплексы, сформированные по берегам Белого моря, а также установленные по сейсмоакустическим данным в его впадине практически были не скоррелированы между собой, что делало палеоледниковые реконструкции в значительной степени условными. Только проведённые в последнее время сейсмоакустические работы МАГЭ, а также геологические данные, полученные в ходе реализации программы «Мировой океан» (ИОРАН, СЕВМОРГЕО) позволили выполнить корреляцию стадий и получить более цельную картину стадий Скандинавского оледенения.

На начальных этапах оледенения в горных районах возникали каровые, а затем горно-долинные ледники, которые, возможно, развивались до сетчатого ледника. Льды ледников горных массивов Хибин, Ловозеро и Главный Хребет растекались по всему периметру. В районе гряды Горные Кейвы и Беломорско-Кулойского плато зарождались покровные холоднобазисные Понойский и Кулойский ледники. Площадь максимального распространения Понойского ледника определена по разному обломочного материала. В максимум похолодания (16-17 тыс. л. н.) покровный скандинавский ледник полностью или частично перекрыл льды горных ледников и холоднобазисных щитов. В период дегляциации, даже при активизации ледниковых покровов, льды не поднимались выше 550-700 м, подпирали и частично перекрывали горно-долинные ледники.

Одновременно со Скандинавским, на акватории Баренцева моря также развивались ледники, растекавшиеся, в том числе, и в южном направлении. Установлено, что северная зона ледораздела между ними в позднем валдае находилась на шельфе в 200-250 км от Кольского полуострова [3]. Она имела в плане дугообразную форму, выпуклостью обращённую на северо-восток, и проходила вдоль северо-восточного подножия Мурманской банки, захватывая западный край Северо-Канинской банки, затем поворачивала на юг к полуострову Канин (к западной его части) и вдоль последнего следовала в область поздневалдайских конечно-моренных сооружений.

Краевая морена максимальной стадии последнего скандинавского оледенения на суше протягивается в субмеридиональном направлении через Канинский п-ов, затем от устья р. Каменки, левого притока Мезени, до долины р. Ежуга, где резко меняет направление на юго-западное и затем - на западное, образуя дугу. Севернее устья р. Кимжа гряда распадается на систему мелких вытянутых валов. К югу от долины р. Ежуги краевые образования образуют фестончатую кайму. Более мелкие гряды, по ширине не выражающиеся в масштабе, фиксируют стадии отступления Скандинавского ледника.

В пределах своего восточного сектора Скандинавский ледник неоднократно взаимодействовал с ледниками, распространявшимися со стороны Печорского моря, с северо-востока. До достижения Скандинавским ледником границы максимального распространения, вероятно, ледник, продвигавшийся с северо-востока, проник в Горло Белого моря и даже достиг Кольского п-ова. Позднее Скандинавский ледник перекрыл западный край этого ледника, что запечатлелось в хорошо геоморфологически выраженном наложении краевых комплексов Скандинавского ледника на краевые образования Новоземельского (?). В более позднее время, после отступления края Скандинавского ледника, со стороны Чёшской губы вновь вторглись льды, краевые образования которых запечатлелись в виде Коношинских сопок на западном побережье Белого моря в центральной части полуострова Канин.

Потепление, датируемое по графикам климатических изменений в позднем плейстоцене [1, 4, 5], на Кольском п-ове не оставило выразительных следов. Вероятно, в этот период значительно уменьшилась мощность льдов Кулойского щита. Во время последовавшего в раннем дриасе (Лужская стадия) похолодания (14,7-13,4-13,0 тыс. л. н.) Скандинавские льды распространялись двумя языками, охватывая и, частично, перекрывая Понойский щит и обтекая наиболее возвышенную часть Кулойского ледника. В этот период на Кольском полуострове происходило формирование гряды Кейва I, на западном побережье Белого моря комплекса краевых образований в пределах западной части Беломорско-Кулойского плато и долины р. Пинега.

Краевые образования Понойского ледника, сформировавшиеся также в раннем дриасе, выражены слабо, распространены на разрозненных участках. Характерными чертами основной морены являются соответствие петрографического состава обломков составу близкорасположенных дочетвертичных пород, в резко подчинённом количестве – дальнепринесённые обломки ледниковых образований; окатанность обломочного материала слабая, реже – средняя и хорошая. Такие же черты присущи ледниковым образованиям и в пределах Беломорско-Кулойского плато, что позволило предположить существование Кулойского ледника.

В бёллинское потепление (от 13,4-13,0 до 12,2-12,3 тыс. л. н.) продолжилась деградация ледников, в целом, дегляциация Понойского и Кулойского ледников, вероятнее всего, завершилась в это время. Необходимо отметить, что таяние омертвевших массивов льда происходило на некоторых участках в течение длительного времени, иногда до начала голоцена.

Среднедриасовое похолодание (от 12,2-12,3 до 11,8-12,0 тыс. л. н.) вызвало новое двухкратное наступление льдов (ранняя и поздняя подстадии Невской стадии), однако относительно слабая выраженность краевых образований (в том числе и гряды Кейва II), позволяет предположить, что стабилизация края ледника в максимум похолодания была кратковременной. В пределах Кольского полуострова краевые образования невской стадии от устья р. Оленицы и западнее не расчленены. Восточнее р. Оленица краевые образования ранней подстадии Невской стадии прослеживаются в виде гряды Кейва II (южнее гряды Кейва I) до берега моря. С этим временем можно связывать и формирование крупных гряд в Белом море, протягивающихся от мыса Воронов к о. Моржовец, где мощность ледниковых отложений достигает 60-80 м. Вдоль подножия Беломорско-Кулойского плато, в долине р. Мезени и в пределах Онежского полуострова граница распространения ледника во время ранней подстадии проведена на основании анализа генетических типов ледниковых образований, границ подпруженных ледниково-озёрных бассейнов. Южнее граница распространения льдов проходила к югу от Онежского залива, а также упиралась в Зимние горы. Большая часть Онежского полуострова в это время была покрыта сетчатым ледниковым покровом.

Краевые образования поздней Невской подстадии выделены по данным сейсмоакустического профилирования. Это две осцилляторные гряды, которые протягиваются до устья реки Оленицы, где и переходят в меридиональный комплекс гряд, следящихся до Ловозерских тундр. Мощность ледниковых отложений, слагающих эти гряды, достигает 60-80 м. Гряды асимметричны с крутым северным и относительно пологим южным склонами. Внутри гряд отмечаются протяженные отражающие горизонты, которые могут разделять разновозрастные морены.

В это же время сформировался мощный ледниковый комплекс Соловецкого архипелага. Южная граница ледника поздней подстадии Невской стадии проходила в Южной части Онежского залива (Лямецкий краевой комплекс), а также вдоль восточного берега в Двинском заливе. Условно к этому возрасту относится и сложно построенный комплекс ледниковых гряд в районе о-ва Жижгин, причем разрушение ледника здесь происходило стремительно, сопровождалось интенсивным заполнением межморенных впадин, где мощность осадков позднего, послеледникового возраста превышает 35 м.

На площади развития Понойского ледника в бассейне р. Поноя со среднего дриаса накапливались озёрные осадки, а в долине р. Стрельна – аллювиальные, в долинах Беломорско-Кулойского плато – озёрно-аллювиальные и озёрные, что свидетельствует об освобождении этой территории от льдов. Дегляциация во время аллерёдского потепления (от 12,0-11,8 до 11,3-11,2 тыс. л. н.) происходила медленно.

В позднедриасовое похолодание (от 11,3-11,2 до 10 тыс. л. н.) произошло последнее крупное наступление льдов, в пределах Кольского полуострова различаются три его подстадии – Сальпаусселькя I, II, III. Гряды Сальпаусселькя I формировались в юго-западной части Кольского полуострова, в Белом море и в Карелии, гряды, соответствующие остальным подстадиям, известны только на суше. На севере Кольского полуострова им соответствует гряда Тромсё-Льонген, прослеженная со стороны Норвегии. В пределах Белого моря, кроме основного краевого комплекса Сальпаусселькя I выделяются две осцилляторные гряды в устье Порьей губы и северо-западной части Кандалакшского залива (Столбовые луды). Здесь мощность ледниковых отложений может достигать 100 м. Очевидно, с этим временем связаны и радиальные ледниковые гряды в ледосборной воронке Кандалакшского залива, которые сформированы на кристаллическом цоколе (современные Кандалакшские шхеры). Мощность ледниковых образований здесь невелика и не превышает первых десятков метров.

При отступлении покровного ледника в горах развивались горные ледники, которые со временем сокращались до каровых. В долинах Хибин наблюдается до трёх генераций краевых образований. Дегляциация горных ледников завершилась в начале голоцена.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Евзеров В.Я.. Валдайское оледенение в Кольском регионе // Третье всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. Материалы совещания. – Т. 1. – Смоленск: Ойкумена, 2002. – С. 71-75.
2. Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. и др. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. – Л.: Наука, 1976. – 164 с.
3. Эпштейн О.Г., Романюк Б.Ф., Гатауллин В.Н.. Плейстоценовые Скандинавский и Новоземельский ледниковые покровы в южной части Баренцево-морского шельфа и на севере Русской равнины // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 199. – №63. – С. 126-149.
4. Alm, T., Vorren, K. D. Climate and plant during the last ice age // Plant life. - Tromsø: University of Tromsø, Tromsø, 1993. – P. 4-7.
5. Lehman S. J., Keigwin L. D. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation // Nature. – 1992. – V. 356. – P. 757-762.

**РОЛЬ НЕОТЕКТОНИКИ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ**

**Семёнова С.А.**

*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Sonechks@ya.ru  
Новосибирский государственный университет, Новосибирск*

**THE ROLE OF NEOTECTONICS IN THE FORMATION OF RIVER VALLEYS OF SOUTH-EASTERN ALTAI**

**Semyonova S.A.**

*Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk  
Novosibirsk State University, Novosibirsk*

Районом исследования является Юго-Восточный Алтай, главным образом долины рек Чуя и Катунь с прилегающими территориями. Цель работы – выявление связи морфологических особенностей речных долин и русел с неотектоническим строением территории на основе морфометрического анализа цифровой модели рельефа (ЦМР) среднего пространственного разрешения (SRTM) и топографических карт крупного масштаба. Для достижения цели необходимо было разработать методику использования морфометрических показателей ориентированную на количественную оценку ширины долины и извилистости русла, а затем, на основе этой разработанной методики получить соответствующие морфометрические характеристики. Параллельно была поставлена задача с использованием ЦМР SRTM и крупномасштабных топокарт построить схемы неотектонических разломов и блоков магистральной долины с прилегающей территорией. Решение этих задач обеспечивало возможность определить диапазоны значений морфометрических характеристик, соответствующих разным неотектоническим ситуациям в пределах долин рек Чуя и Катунь. Актуальность исследования заключается в том, что изучение четвертичных отложений этих долин и неотектонические исследования рассматриваемой территории последние 20-30 лет проводились в отрыве друг от друга. Существенного прогресса удалось достигнуть в изучении генезиса и климатической обусловленности формирования отложений рек Чуя и Катунь [1], а также следов проявления сейсмических событий в этих отложениях [2]. Роль неотектоники в формировании отложений, выполняющих долины Чуи и Катунь, а также в формировании морфологии этих долин до сих пор не имеет целостной комплексной характеристики на количественном уровне. Количественные морфометрические параметры для анализа форм и типов рельефа на основе применения геоинформационных технологий для данной территории в указанном аспекте только начинают использоваться.

Методические аспекты работы проиллюстрированы на рисунке 1. В качестве программных средств нами использовались пакеты ARCGIS, ENVI, а также авторские разработки сотрудников Новосибирского центра геоинформационных технологий ИГМ СО РАН (см. публикацию Глушковой Н.В. и др. в данном сборнике).



**Сопоставление морфометрических показателей и неотектонической схемы**

Рис. 1. Общая характеристика технологической последовательности действий.

На подготовительном этапе анализировались разные показатели рельефа, отражающие роль тектоники в формировании долин горных рек [3]. Из многих геоморфологических характеристик выделено две, которые, по мнению автора, являются ключевыми в этом отношении [4]. Первый параметр – это кривизна (извилистость) русла, второй – ширина площадок террас (до тыловых швов средних террас). Для каждого параметра разработаны морфометрические показатели, позволяющие количественно охарактеризовать их изменчивость вдоль линии тальвега внутри скользящего окна: три показателя для кривизны русла, и два – для ширины средних террас. Здесь же отметим, что под скользящим окном в данном случае понимается окружность с выбранным радиусом, внутри которой происходит подсчёт функции. Радиус скользящего окна подбирался экспериментально на основе визуального сравнения по гистограммам распределения в интервале от 500 м до 10 км. Малый радиус даёт детальную картину, на фоне которой сложно выделить интересующие нас закономерности, а большой, пропускает важные данные, сглаживая их. Для морфометрических показателей, вычисляемых вдоль линии тальвега, оптимальным на основе анализа эмпирических выборок по изучаемым долинам оказался радиус скользящего окна 3 км при шаге измерений 60 м.

Первый показатель извилистости русла – количество точек перегиба. Для его построения по топографическим картам крупного масштаба на каждом изгибе русла ставилась точка, если угол отклонения русла превышал  $15^\circ$ . Под углом отклонения мы понимаем угол, между направлением русла до точки перегиба и направлением его после точки перегиба. Очевидно, что определение числа точек перегиба вдоль тальвега в скользящем окне позволяет судить о степени извилистости русла. Второй показатель кривизны русла – суммарный угол отклонения вдоль тальвега в скользящем окне, для получения которого в каждой точке перегиба был посчитан угол отклонения русла. Второй показатель является существенным дополнением к первому. Он позволяет распознавать ситуации, не различимые по первому показателю; например, участки, с равным количеством перегибов русла будут сильно отличаться, если на одном малые углы отклонения русла, а на другом большие. Учет суммарного угла отклонения должен устранить вероятность спутать подобные участки. Третий показатель извилистости русла – суммарная длина прямолинейных отрезков русла вдоль тальвега в скользящем окне. По точкам перегибов линия тальвега разбивается на прямые отрезки. Автоматически находится длина каждого отрезка, и присваивается её значение точке начала этого отрезка. Очевидно, что суммарная длина отрезков меандрирующего участка русла внутри окружности с заданным радиусом будет больше, чем длина слабоизвилистого или прямолинейного. Таким образом, получены три морфометрических показателя, позволяющие количественно оценивать степень кривизны русла.

Для характеристики ширины долин Чуи и Катуня было разработано два показателя. Первый – вычислялся по SRTM. Для выделения площадок террас, сначала была построена цифровая модель углов наклона поверхности по SRTM. По запросам из сетки углов наклона были выделены субгоризонтальные площадки. Затем, при помощи программного модуля И.И. Болдырева, разработанного для программного пакета ENVI, был выделен диапазон высот от 0 до 80 метров над тальвегом рек, поскольку достоверно аллювиальные площадки характерны для комплекса средних террас. Именно субгоризонтальные площадки этого диапазона и учитывались при вычислении ширины речной долины по SRTM. Второй показатель – ширина долины по тыловым швам средних террас, выделенная путем ручной оцифровки по топокартам. Дополнительный показатель был введен, поскольку автоматическое выделение площадок террас в некоторых случаях имеет большую погрешность за счет генерализации рельефа (стандартное пространственное разрешение SRTM 60 м).

Для выявления связи вышерассмотренных морфометрических показателей с неотектоникой создана схема неотектонического строения территории, непосредственно примыкающей к долинам Чуи и Катуня, для чего также использовались геоинформационные технологии. Были построены плотностные сетки по ряду ключевых морфометрических характеристик. На ЦМР, генерализованной по SRTM до размера пикселя  $200 \times 200$  м (до этого использовалась ЦМР с размером ячейки  $60 \times 60$  м), были выделены субгоризонтальные участки, и по ним построена плотностная сетка с радиусом скользящего окна пять километров. Также по ЦМР автоматически выделены рёбра (перегибы) рельефа, и по ним построена плотностная сетка с аналогичным радиусом скользящего окна. На этих морфометрических моделях выделяются блоки с разной интенсивностью расчленения рельефа. Неотектонические блоки разграничиваются системами разрывных нарушений. Магистральные долины Чуи и Катуня приурочены к границам между блоками и контролируются геологическими разломами. В ходе геоморфологического анализа выделены системы разрывных нарушений, и на их основании оконтурены тектонические блоки. Для каждого блока по абсолютным отметкам была определена высота, на которую он приподнят, для оценки высоты блоков относительно друг друга.

Приведем пример сопоставления неотектонических ситуаций с морфометрическими показателями ширины долины и извилистости русла для значительного фрагмента Чуйской долины. Рассматривая эту долину после ее выхода из Курайской котловины в контексте полученных морфометрических характеристик мы вы-

делили пять типов долин. Первый тип – Баратальский, с плоской подпруженной долиной, меандрирующим руслом, наличием пойм и отсутствием террас. Второй тип – каньонообразная долина новой Чуи, с прямолинейным руслом и отсутствием пойм и террас. Третий – троговый участок Чибитского типа, имеющий меандрирующее русло с притоками и протоками. Далее до устья Чуи идёт, характерное для долины горной реки, чередование четковидных сужений и расширений. Принято считать, что расширения и сужения долин горных рек связаны с неотектоническими зонами растяжения и сжатия или участками относительного опускания и воздымания [5]. Сопряженный анализ неотектонической схемы и морфометрических показателей позволил сопоставить каждому типу долины определенный набор диапазонов значений морфометрических показателей, что проиллюстрировано на таблице 1. Видно, что для однотипных участков эти характеристики сходны, а для разнотипных – различаются. Если даже по одному из параметров не всегда можно различить тип долины, то по их комбинации это можно сделать однозначно.

Таблица 1. Интервалы значений морфометрические показатели для разных типов долины, где 1\* – показатель количества точек перегиба; 2\* – показатель сумм углов отклонения в точках перегиба

Тип долины	Ширина долины, м	Показатель извилистости русла, % (1 *)	Показатель извилистости русла, % (2 *)	Ширина террас, %	Сумма прямолинейных отрезков, %
Баратальский подпруженный	1100-2400	64-100	50-100	33-46	31-66
<u>Новая Чуя</u> каньонообразный	400	21-36	14-21	0-3	25-27
<u>Чибитский</u> троговый	3100	29-43	21-28	12-21	29-35
<u>Сужения</u>	700	21-36	7-21	6-9	21-25
<u>Расширения</u>	1300	43-71	21-35	12-21	29-35

Таким образом, в ходе исследований была разработана методика использования морфометрических показателей для количественной оценки ширины долины и извилистости русла в связи с изменением неотектонических ситуаций вдоль магистральных рек Юго-Восточного Алтая. На основе морфометрических показателей, вычисленных по ЦМР (плотность субгоризонтальных площадок и плотность ребер рельефа) построена неотектоническая схема. Выявлены типовые интервалы значений морфометрических показателей ширины долины и степени извилистости русла, характерные для разных неотектонических ситуаций. Апробированная методика является перспективной для количественной оценки влияния неотектоники на формирование долин и террасовых комплексов горных рек. В заключение автор выражает благодарность научному руководителю Зольникову И.Д., а также Дееву Е.В., Глушковой Н.В., Ляминой В.А. и Болдыреву И.И. за консультации и помощь в работе.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуня. – Новосибирск: Параллель, ИГМ СО РАН, 2008. – 182 с.
2. Деев Е.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А. Сейсмичность в четвертичных отложениях Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 6. – С. 703-722.
3. Сладкопевцев С.А. Развитие речных долин и неотектоника. – М.: Недра, 1972. – 184 с.
4. Семёнова С.А. Влияние неотектоники на формирование долин рек Чуя и Катунь // Материалы XLIX Международной научной студенческой конференции «Студент и научно-технический прогресс»: Геология. – Новосибирск: НГУ, 2011. – 129 с.
5. Чистяков А.А., Макарова Н.В., Макаров В.И. Четвертичная геология. – М.: ГЕОС, 2000. – 303 с.

**РИТМЫ КЛИМАТИЧЕСКОЙ И КУЛЬТУРНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА –  
ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЛИТА: ПРОБЛЕМА СООТНОШЕНИЯ В КОНТЕКСТЕ НОВОЙ ХРОНОЛОГИИ**

**Синицын А.А.**

*Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, sinitsyn@as6238.spb.edu*

**LATE PLEISTOCENE – UPPER PALAEOLITHIC RHYTHMS IN CLIMATIC AND CULTURAL  
VARIABILITY: A PROBLEM OF RELATIONSHIPS IN THE CONTEXT OF NEW CHRONOLOGY**

**Sinitsyn A.A.**

*Institute for the History of Material Culture RAS, Saint-Petersburg*

Археология палеолита, начиная со времени своего возникновения во второй половине XIX в., основывалась на геологии, которая к тому времени была уже сформировавшейся научной дисциплиной. Проблема определения возраста археологического материала напрямую связывалась с проблемой возраста геологических отложений, из которых этот материал был получен. Археологическая периодизация следовала за геологической и полностью от нее зависела. Качественные изменения культуры рассматривались внутри климато-стратиграфических подразделов и их границы априорно рассматривались как совпадающие. Односторонняя, причинно-следственная зависимость культурных изменений от изменений природной среды сомнений не вызывала, а поиск внешних, в первую очередь экологических, причин культурной изменчивости всегда играл принципиальную роль в их объяснении, вплоть до признания их единственными.

Ситуация изменилась благодаря широкому внедрению в археологию методов абсолютного датирования, в первую очередь, радиоуглеродного, и получению статистически репрезентативных серий датировок. Хронология палеолита постепенно становится радиоуглеродной хронологией, оперирующей цифрами, вместо геологических подразделов и климатических колебаний. Это не всегда способствует основной задаче хроно-стратиграфического аспекта археологического исследования – созданию основы для корреляции культурных слоев, но позволяет рассматривать проблему соотношения археологической и геологической периодизации как два независимых аспекта.

Как любая проблема на «стыке» различных дисциплин, проблема влияния природной изменчивости на культурную предполагает ее рассмотрение в рамках обеих. Здесь проблема осложняется тем, что она находится на стыке естественнонаучного и гуманитарного знания, методология, понятийный аппарат и степень достоверности заключений которых существенно различаются.

Два момента определяют ее современное состояние:

- переход от традиционной основы климато-стратиграфического членения квартера на кислородно-изотопную (OIS) и морскую изотопную (MIS);
- значительный прогресс в абсолютном датировании, за счет расширения используемых методов [1, 2] и за счет развития оснований для калибровки радиоуглеродных определений возраста [3, 4, 5, 6, 7, 8].

По существу это два аспекта одного процесса увеличения точности датировок и дробности климатических флуктуаций. Основу современных изотопных шкал климато-стратиграфической изменчивости составляет вычисленный на основе циклических, в идеале годовых, образований «календарный» возраст (годовые кольца деревьев или кораллов, микроуровни формирования ледниковых щитов, морских отложений или озерных илов). Основу калибровочных кривых – его корреляция с радиоуглеродными определениями. Априорно, все современные кривые климатической изменчивости построены в сетке календарного времени и определение на них положения некалиброванных радиоуглеродных датировок практически невозможно. Для сопоставления радиоуглеродных определений возраста геологических отложений и/или археологических стоянок с климатическими циклами их калибровка становится обязательной.

Тем не менее, калибровка радиоуглеродных дат палеолита, в том виде, в каком она существовала до недавнего времени, не снимает противоречий в достижении желаемой точности датирования, в первую очередь, за счет увеличения данных о событиях «высокого хронологического разрешения». В современной археологии палеолита такими событиями становятся горизонты вулканического пепла, достаточно надежно связываемые с определенными и хорошо датированными извержениями, и палеомагнитные экскурсы, более продолжительные, но также датированные относительно узкими хронологическими рамками. Во всех случаях, радиоуглеродные определения возраста образцов из отложений пепла или горизонтов с экскурсами, дают более молодые значения, чем установленный возраст этих событий.

Наглядным примером является колонка культурных и геологических отложений ст. Костенки 14 (Маркина гора) в Воронежской области, в последнее десятилетие исследуемое автором совместно со специалистами разного профиля [9, 10]. Палеомагнитное отклонение, по параметрам сопоставимое с экскурсом Лашамп-Каргополово возраста около 42 тыс. лет до н. в., зафиксировано в почвенных отложениях с культурными

остатками, радиоуглеродный возраст которых составляет 34 тыс. лет. Залегающий несколько выше горизонт вулканического пепла надежно сопоставляется с извержением Флегрейских полей в южной Италии [11, 12] и горизонтом Y5 донных отложений Средиземного моря и датируется на уровне 39-40 тыс. лет до н. в. [13, 14]. Три радиоуглеродные даты из культурного слоя, связанного с этим горизонтом составили компактную серию около 32 тыс. лет до н. в., что по любой из современных калибровочных шкал не дает значений более 37 тыс. В течение длительного периода при исследовании памятника приходилось работать с двумя хронологическими шкалами: короткой, основанной на радиоуглеродных датах, и длинной, базирующейся на комплексе стратиграфических, палинологических, палеомангнитных данных. Положение изменилось после получения новых радиоуглеродных датировок с применением современных методов очистки образцов, разработанных в Оксфордской радиоуглеродной лаборатории. По образцу древесного угля из культурного слоя в вулканическом пепле была получена дата  $35080 \pm 240$  (OxA-19021) тыс. лет до н. в. [15], что в калиброванном виде (по программе CalPal-07) дает значение  $40106 \pm 847$  тыс. лет, и находится в полном соответствии с возрастом извержения CI-Y5.

Наиболее важные изменения в радиоуглеродном датировании связаны с двумя методами: ультрафильтрации и АВОх технологии [16, 17, 18]. Дело не в том, что современные даты оказываются на 2-4 тыс. лет древнее полученных ранее, а в том, что передатированные археологические памятники попадают в другие изохронны, как правило с иными, часто противоположными, климатическими параметрами. Если принять во внимание, что почти 70% полученных ранее дат для «критического» периода действия радиоуглеродного метода 30-50 тыс. лет после передатирования оказывается «несоответствующими реальному возрасту образцов» [19], и учесть, что это относится к опорным многослойным памятникам, на колонках которых базируются региональные периодизации палеолита, то современная ситуация действительно становится революционной [20]. С другой стороны, далеко не все полученные ранее датировки оказываются омоложенными. Как пример можно привести опыт передатирования антропологических остатков из III (ориньякского) культурного слоя Костенок 1. Полученная ранее дата  $32600 \pm 1100$  (OxA-7073) находится в полном соответствии с новой датой  $32070 \pm 190$  (OxA-15055) полученной с применением ультрафильтрации [21]. Очевидно, что существенные изменения следует ожидать для образцов из отложений, наиболее подверженных загрязнению поздними включениями. Нетрудно предположить, что это будут почвенные отложения стоянок открытого типа и отложения памятников под скальными навесами, часто включенные в процессы современной биологической жизнедеятельности. Наоборот, изменения радиоуглеродного возраста культурных слоев из не-почвенных отложений открытых стоянок и глубинных частей пещер будут минимальными, из-за значительно меньшей вероятности проникновения в них инородных включений.

Современное состояние радиоуглеродной хронологии палеолита позволяет наметить хронологические рубежи принципиальных изменений верхнего палеолита Европы:

- 44(?) тыс. л. н. (Cal около 45 тыс.) – появление верхнепалеолитического технокомплекса;
- 37-36 тыс. л. н. (Cal около 42-40 тыс.) – распространение гомогенного ориньякского технокомплекса;
- 29-28 тыс. л. н. (Cal около 33-32 тыс.) – возникновение и распространение граветтского технокомплекса;
- 21-20 тыс. л. н. (Cal около 25-24 тыс.) – распад унифицированного граветтского мира и возникновение серии локальных археологических культур, наиболее выразительной из которых является солотре Западной Европы;
- 17-16 тыс. л. н. (Cal около 20-18 тыс.) – сложение мадленского технокомплекса;
- 12-11 тыс. л. н. (Cal около 14-12 тыс.) – формирование круга позднеледниковых культур.

Попытки корреляции этих рубежей с хронологическими рамками принципиальных климатических изменений верхнего отдела позднего плейстоцена (MIS 3 и MIS 2) показывают отсутствие их прямого соответствия. В этой ситуации возможны два варианта интерпретации:

- «отставание» культурных изменений от климатических на 1-1,5 тыс. лет объясняется тем, что археология фиксирует конец процесса формирования нового культурного качества, начало которого может быть напрямую связанным с границами климатических изменений и ими обусловлено;
- принципиальные изменения структуры палеолитического мира связаны с периодами стабилизации внешних условий. Предполагается, что именно стабильность, а не изменчивость внешнего окружения является стимулом развития, увеличения количества и мобильности населения, интенсификации культурных контактов и как следствие этого, катализатором возникновения новых культурных традиций.

С учетом современных тенденций в изменении радиоуглеродной хронологии палеолита, второй вариант представляется более вероятным и перспективным для развития проблемы соотношения природной и культурной изменчивости позднего плейстоцена.

Работа выполнена по проекту «Культурно-исторические процессы на рубеже плейстоцена-голоцена на северо-западе Русской равнины» (рук. Г.В. Сеницына) в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Историко-культурное наследие и духовные ценности России» и проекту «Формирование верхнего палеолита Восточной Европы: Костенковская модель» (11-06-12007-офи-м-2011).

ЛИТЕРАТУРА

1. Recent progress in Quaternary dating methods / F. Preusser, I. Hajdas, S. Ivy-Ochs (eds.) // *Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal)*. 2008. – V. 57. – № 1/2.
2. Goldberg P., Holliday V.T., Ferring C.R. (eds.). *Earth Sciences and Archaeology*. – NY, 2001.
3. Andersen K.K., Svensson A., Johnsen S.J., Rasmussen S.O., Bigler M., Röthlisberger R., Ruth U., Siggaard-Andersen M.-L., Peder Steffensen J., Dahl-Jensen D., Vinther B.M., Clausen H.B. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 1: constructing the time scale // *Quaternary Science Reviews*. – 2006. – V. 25. – P. 3246-3257.
4. Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Rasmussen S.O., Röthlisberger R., Peder Steffensen J., Vinther B.M. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 2: comparison to other records // *Quaternary Science Reviews*. – 2006. – V. 25. – P. 3258-3267.
5. Weninger B., Jöris O. A  $^{14}\text{C}$  age calibration curve for the last 60 ka: the Greenland-Hulu U/Th timescale and its impact on understanding the Middle to Upper Paleolithic transition in Western Eurasia // *Setting the Record Straight: Toward a Systematic Chronological Understanding of the Middle to Upper Paleolithic Boundary in Eurasia* /eds. D.S. Adler, O. Jöris. *Journal of Human Evolution*. – 2008. – V. 55. – P. 772-781.
6. Fairbanks R.G., Mortlock R.A., Chiu T.-C., Cao L., Kaplan A., Guilderson T.P., et al. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  dates on pristine corals // *Quaternary Science Reviews*. – 2005. – V. 24. – P. 1781-1796.
7. Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J. W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 years cal BP // *Radiocarbon*. – 2009. – V. 51. – № 4. – P. 1111-1150.
8. Bronk Ramsey C., Buck C.E., Manning S.W., Reimer P., van der Plicht J. Developments in radiocarbon calibration for archaeology // *Antiquity*. – 2006. – V. 80. – № 310. – P. 783-798.
9. Величко А.А., Писарева В.В., Седов С.Н., Сеницын А.А., Тимирева С.Н. Палеогеография стоянки Костенки-14 (Маркина гора) // *Археология, этнография и антропология Евразии*. – Новосибирск, 2009. – Вып. 4 (40). – С. 35-50.
10. Седов С.Н., Хохлова О.С., Сеницын А.А., Коркка М.А., Русаков А.В., Ортега Б., Э. Соллейро Э., Розанова М.С., Кузнецова А.М., Каздым А.А. Позднеплейстоценовые палеопочвенные серии как инструмент локальной палеогеографической реконструкции (на примере разреза Костенки 14) // *Почвоведение*. – 2010. – № 8. – С. 938-955.
11. Мелекесцев И.В., Кирьянов В.Ю., Праслов Н.Д. Катастрофическое извержение в районе Флегрейских полей (Италия) – возможный источник вулканического пепла в позднеплейстоценовых отложениях Европейской части СССР // *Вулканология и сейсмология*. – 1984. – № 3. – С. 35-44.
12. Giaccio B., Isaia R., Fedele F., Di Canzio E., Hoffecker J.F., Ronchitelli A., Sinitsyn A.A., Anikovich M.V., Lisitsyn S.N., Popov V.V. The Campanian Ignimbrite and Codola tephra layers: two temporal/stratigraphic markers for the Early Upper Palaeolithic in southern Italy and eastern Europe // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2008. – V. 177. – P. 208-226.
13. Fedele F.G., Giaccio B., Orsi R.I., Orsi G. The Campanian Ignimbrite Eruption, Heinrich Event 4, and Palaeolithic Change in Europe: a High-Resolution Investigation // *Volcanism and Earth's Atmosphere. Geophysical Monograph*. – 2003. – V. 139. – P. 301-325.
14. Giaccio B., Hajdas I., Peresani M., Fedele F.G., Isaia R. The Campanian Ignimbrite and its relevance for the timing of the Middle to Upper Palaeolithic shift // *When Neanderthals and Modern Humans Met* (ed. N.J. Conard). *Tübingen Publications in Prehistory*. – Tübingen, 2006. – P. 343-375.
15. Douka K., Higham T., Sinitsyn A. The influence of pretreatment chemistry on the radiocarbon dating of Campanian Ignimbrite-aged charcoal from Kostenki 14 (Russia) // *Quaternary Research*. – 2010. – V. 73. – P. 583-687.
16. Hajdas I. Radiocarbon dating and its applications in Quaternary studies // *Recent progress in Quaternary dating methods* (eds. F. Preusser, I. Hajdas, S. Ivy-Ochs). *Eiszeitalter und Gegenwart*. – 2008. – V. 57. № 1/2. – P. 2-24.
17. Bronk Ramsey C., Higham T., Bowles A., Hedges R. Improvements to the pretreatment of bone at Oxford // *Radiocarbon*. – 2004. – V. 46. – P. 155-163.
18. Higham T.F.G., Jacobi R.M., Bronk Ramsey C. AMS radiocarbon dating of ancient bone using ultrafiltration. // *Radiocarbon*. – 2006. – V. 48. – № 2. – P. 179-195.
19. Higham T. European Middle to Upper Palaeolithic radiocarbon dates are often older than they look: problems with previous dates and some remedies // *Antiquity*. – 2011. – V. 85. – P. 235-249.
20. Mellars P. A new radiocarbon revolution and the dispersal of modern humans in Eurasia // *Nature*. – 2006. – V. 439/23. – P. 931-935.
21. Sinitsyn A.A., Hoffecker J.F. Radiocarbon dating and chronology of the Early Upper Paleolithic at Kostenki // *Loess and palaeoenvironments across Eurasia: dedicated to the memory of Márton Pécsi* (eds. A.A. Velichko, A.E. Dodonov, N.R. Cato). *Quaternary International*. – 2006 – V. 151-152. – P. 164-174.



**ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ПСЕВДОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ В ХР. УЛАХАН-ЧИСТАЙ  
(ГОРНАЯ СИСТЕМА ЧЕРСКОГО)**

**Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю.**

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, smirnov@neisri.ru*

**GLACIAL COMPLEXES AND PSEUDOSEISMIC DISLOCATIONS IN ULAKHAN-CHISTAY RIDGE  
(CHERSKI MOUNTAIN SYSTEM)**

**Smirnov V.N., Glushkova O.Yu.**

*North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAN, Magadan*

Хребет Улахан-Чистай является одним из наиболее крупных звеньев горной системы Черского. Он имеет северо-западное простирание, его протяженность около 250 км при ширине от 15 до 40 км. Это самое высокое горное сооружение на Северо-Востоке Сибири: средняя абсолютная высота его около 2000 м, а максимальная достигает 3147 м (г. Победа). В хр. Улахан-Чистай расположен один из крупнейших на Северо-Востоке России ареалов распространения современных ледников. Здесь насчитывается около 90 каровых и карово-долинных ледников общей площадью 83,2 км<sup>2</sup> [1, 2, 3]. В этом районе также установлены обширные гляциальные комплексы последнего позднеплейстоценового оледенения, представленные разнообразными формами экзарационного и аккумулятивного рельефа отличной сохранности. Ледниковые морены перекрывают днища долин и подножья склонов и распространяются в пределы Момской впадины. Самые крупные долинные ледники (Буордахский, Тирехтяхский и др.) возникали в наиболее высоких частях (2000-3000 м) хр. Улахан-Чистай и его отрогов - горных массивов Буордах и Елау. В максимум оледенения они достигали длины 60-100 км [2]. Их максимальное продвижение фиксируется мощными конечно-моренными грядами, располагающимися вблизи западного борта Момской впадины на высоте 700-800 м [4]. Большинство долин имеет вид типичных трогов, в верховьях замыкающихся карами и сложными цирками.

В связи с тем, что рассматриваемый район располагается в пределах сейсмического пояса Черского, в последнее время появились публикации, в которых в этом районе выделяются многие десятки «палеосейсмообвалов», расположенных в ледниковых карах. Эти многочисленные «палеосейсмообвалы» объединены в «рои» и «суперрои» [5, 6]. Легко видеть, что их границы совпадают с давно установленными здесь ледниковыми узлами и районами. Несмотря на это, в указанных выше публикациях полностью игнорируются материалы различных специальных гляциологических и гляцигеоморфологических исследований, а также результаты геологического картирования.

Нами выполнен сравнительный геолого-геоморфологический анализ распространения и строения ледниковых каров и «гравитационных палеосейсмодислокаций» в осевой части хр. Улахан-Чистай и в горном массиве Елау. Анализ был основан на дешифрировании аэрофотоснимков, морфометрии рельефа по топокартам, на результатах собственных полевых исследований, с привлечением опубликованных и фондовых материалов. В верхнем поясе горных сооружений исследованного района кары распространены очень широко [7, 4]. Абсолютная высота днищ каров колеблется в среднем от 1540 до 2000 м, их гипсометрический уровень повышается от окраин к центральным частям хребтов и массивов. Подавляющее большинство каров ориентировано в северных румбах (от 320° до 40°). При этом в отдельных компактных узлах гипсометрический уровень и ориентировка каров лежат в очень узких пределах. Кары, ориентированные в других направлениях редки. Размеры каровых ниш варьируют в широких пределах. Глубоко врезанные в горные склоны кары достигают длины до 2,5 км и ширины до 0,5 км. Высота задних стенок каров составляет в среднем 200-300 м. В каровых нишах часто находятся современные ледники и каровые накопления обломочного материала (абляционные морены), большей частью преобразованные в каменные глетчеры [8]. Мощность моренных накоплений достигает нескольких десятков метров. Они представлены крупноглыбовым обломочным материалом, образующим холмисто-западинную поверхность. Часть каров, имеющих крутые, слабо выраженные в рельефе днища, не содержит ледниковых аккумулятивных форм.

Морфологически наиболее четко кары выражены в пределах горного массива Елау, который представляет собой вытянутый в южном направлении купол каплевидной в плане формы, с выположенной вершинной поверхностью. Он образован крупным гранитным интрузивом раннемелового возраста. В его южной части установлено около 60 каров разных размеров и ориентировки. В двух из них имеются современные ледники.

В северной части массива Елау установлено 15 крупных каров и 9 мелких («рой сейсмообвалов Елау», по [5, 6]). 6 наиболее крупных каров сосредоточены на протяжении 7 км северного склона массива. Они имеют совершенно одинаковое строение, обладают всеми атрибутами, присущими этому типу гляциальной морфоскульптуры. Все они ориентированы в северо-западном направлении в интервале 320°-350°, их днища приуро-

чены к гипсометрическому уровню 1800-1980 м, высота задних стенок около 200 м. Днища каров выстланы крупноглыбовой каровой мореной, протяженностью от 1 до 2,5 км, по обоим бортам каровых ниш наблюдаются маргинальные каналы глубиной до 60 м. Обломочный материал, сформировавший морены, поступал с его задних и боковых стенок каров, на которых отчетливо видны кулуары, по которым происходили осыпи и обвалы. В двух карах вблизи задней стенки присутствуют изометричные моренные холмы последней генерации, наложенные на основное тело морены. Их относительная высота около 40 м. В одном из каров таким холмом подпружены два озера, имеющие ширину до 100 м и длину до 300 м.

Сравнивая результаты изучения карового морфогенеза с «роями сейсмообвалов» [5, 6], можно убедиться, что к «гравитационным палеосейсмодислокациям» отнесены все аккумулятивные тела, расположенные в каровых нишах. Таким образом, все «сейсмообвалы» обладают геоморфологическими свойствами и параметрами, характерными для экзарационных и аккумулятивных форм карово-ледникового генезиса, а сами тела «сейсмообвалов» представляют собой типичные каровые накопления, преобразованные в каменные глетчеры. Им свойственны следующие геоморфологические особенности, которые мы, в свое время, отмечали в работе [9]:

- положение в вершинах водотоков и приуроченность к определенному гипсометрическому интервалу в подвершинном уровне гор;

- размещение в солнечной и ветровой тени с господствующей характерной ориентировкой в северных румбах;

- формирование всех каровых морен в одно и то же время в течение позднего плейстоцена - голоцена, о чем свидетельствуют их возрастные соотношения с долинными ледниковыми и аллювиальными комплексами и совершенно одинаковые их постгенетические преобразования. В исследованных карах не установлено постморенных единовременных обвалов, сравнимых по объему хотя бы с небольшой частью объема морен. Везде это типичные обвально-осыпные конусы, равномерно расположенные в нижних частях стенок каров.

Таким образом, полученные материалы свидетельствуют о том, что рассмотренные выше каровые ниши и аккумулятивные тела в них образованы нивально-гляциальными процессами, поэтому сейсмическая природа этих геоморфологических объектов полностью исключается

Проблема диагностики палеосейсмодислокаций является основной в сейсмогеологическом методе. Она особенно актуальна при сейсмотектоническом анализе горных сооружений, где ведущими являются гравитационные и нивально-гляциальные процессы, образующие формы рельефа (обвалы, скальные оползни, кары, каменные глетчеры), на которые внешне могут походить гравитационные палеосейсмодислокации. На это неоднократно обращал внимание один из создателей палеосейсмогеологического метода В.П. Солоненко [10]. Имеющийся опыт изучения палеосейсмодислокаций показывает, что их надежная диагностика, выделение их среди сходных форм экзогенного рельефообразования – это очень непростая задача. Ее успешное решение возможно лишь при проведении комплексного геолого-геоморфологического анализа, в основе которого должны лежать следующие основные критерии выделения сейсмодислокаций [9]:

- сейсмодислокации образуются в результате случайных, одноактных процессов, практически мгновенно, у них отсутствуют признаки постепенного развития;

- сейсмодислокации всегда являются геоморфологическими аномалиями, они не вписываются в ансамбль развивающихся форм рельефа, выделяясь не свойственными фоновому типу рельефа морфометрическими, морфологическими, гранулометрическими, кинематическими показателями [9]. В пределах хр. Улахан-Чистай этим критериям отвечают тектонические и гравитационные структуры, крупнейшей из которых является обвальная плотина в руч. Юрюн-Тас (прав. приток р. Тирехтях), которая находится в зоне активного разлома Улахан. Этот объект резко выделяется на общем фоне склоновой и ледниковой морфоскульптуры спецификой геоморфологической позиции, морфологией и составом аккумулятивного тела и его сопряжением со стенкой отрыва [11].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кренке А.Н., Чернова Л.П. Ледниковые системы Северо-Востока СССР // Изв. АН СССР. Сер. географ. – М.: 1980. – №1. – С. 17-33.
2. Некрасов И.А., Шейнкман В.С. Хребет Черского // Каталог ледников СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – Т. 17. Вып. 7. Ч. 2, 4. – Т. 19. Ч. 4. – 88 с.
3. Шейнкман В.С. Гляциология и палеогляциология горной системы Черского и сопредельных районов Северо-Востока СССР. – М.: 1987. – 154 с.
4. Glushkova O.Yu. Geomorphological correlation of Late Pleistocene glacial complexes of Western and Eastern Beringia // Quaternary Science Reviews. – 2001. – V. 20. – P. 405-417.
5. Важенин Б.П. Палеосейсмодислокации в сейсмическом поясе Черского // Сейсмологические и петрофизические исследования на Северо-Востоке России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. – С. 79-102.

6. Важнин Б.П. Принципы, методы и результаты палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – 205 с.
7. Глушкова О.Ю. Морфология и палеогеография позднелайстоценовых оледенений Северо-Востока СССР // Плейстоценовые оледенения Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. – С. 28-42.
8. Галанин А.А. Каменные глетчеры Северо-Востока России: строение, генезис, возраст, географический анализ. Автореф. докт. дисс. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2009. – 42 с.
9. Смирнов В.Н., Галанин А.А., Глушкова О.Ю., Пахомов А.Ю. Псевдосейсмодислокации в горах Приморья // Геоморфология. – 2001. – № 3. – С. 81-92.
10. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. – М., Наука, 1966. – С. 33.
11. Смирнов В.Н. Морфотектоника областей горообразования Северо-Востока Азии. Автореферат дисс. доктора географ. наук. – М., МГУ, 1995. – 41 с.

## НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫХ ОЗЁР СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Стешенко Е.Н.<sup>1</sup>, Тимофеева М.Г.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Мурманский государственный технический университет, Апатитский филиал, Апатиты, katerina-steshen@mail.ru

<sup>2</sup> Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты

## SOME GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF BOTTOM SEDIMENTS IN SMALL LAKES (NORTH KARELIA) AS SEDIMENTATION INDICATORS

Steshenko E.N.<sup>1</sup>, Timofeeva M.G.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Murmansk State Technical University, Apatity

<sup>2</sup> Geological Institute KSC RAS, Apatity

Важной задачей для современной четвертичной геологии является изучения химического состава пород. На основании полученных данных можно произвести реконструкцию условий седиментации, существовавших на данной территории тысячи лет назад. Для проведения подобных аналитических изысканий в 2009 г. в ходе полевых работ карельским отрядом было отобрано в 62 пробы для геохимического анализа. В лаборатории ГИ КНЦ РАН были проанализированы пробы на все главные элементы. Для определения условий образования донных отложений значимым является анализ содержания аморфного кремнезёма, которое напрямую зависит от количества в осадках створок диатомовых водорослей. Помимо этого анализировались содержания минерального кремнезёма и показатель, свидетельствующий о потерях при прокаливании (п.п.п.), который даёт нам сведения о количестве органического материала, содержащегося в пробе. Геохимические показатели (табл. 1) были проанализированы на примере осадков озера с абсолютной отметкой уреза воды 81,5 м н. у. м., в котором были вскрыты пять фаций отложений (рис. 1).

Таблица 1. Геохимические данные для разреза, вскрытого в безымянном озере с абс. отм. уреза воды 81,5 м н. у. м. (разрез показан на рис. 2)

№ на схеме	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub> (раств)	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	орг. в-во
10.1 (ГХ1)	39,58	2,47	0,79	0,21	2,25	0,05	0,06	30,34	7,74	53,25	51,78
10.2 (ГХ 2)	30,25	4,04	1,37	0,32	2,41	0,10	0,13	18,11	8,61	59,27	55,66
10.3 (ГХ4)	33,96	2,93	1,35	0,40	1,90	0,21	0,32	20,94	7,14	61,69	53,45
10.4 (ГХ5)	24,33	1,96	1,44	0,44	2,94	0,23	0,37	22,50	7,22	68,05	60,32
10.5 (ГХ6)	26,05	4,37	1,92	1,12	3,62	0,75	1,05	6,61	5,10	57,43	54,28
10.6 (ГХ8)	66,99	13,72	3,18	1,81	3,81	1,76	3,18	2,38	0,33	3,67	2,61

На основании полученных данных были построены графики распределения геохимических показателей в зависимости от глубины (рис. 2), из которых видно следующее:

– лавинообразно увеличивается содержание минерального кремнезёма в осадках приледникового озера (глубина от уреза воды в озере 8,23-8,33 м) и так же в этом же интервале лавинообразно уменьшается содержание аморфного кремнезёма. Это показывает, что в период формирования этих осадков условия были не

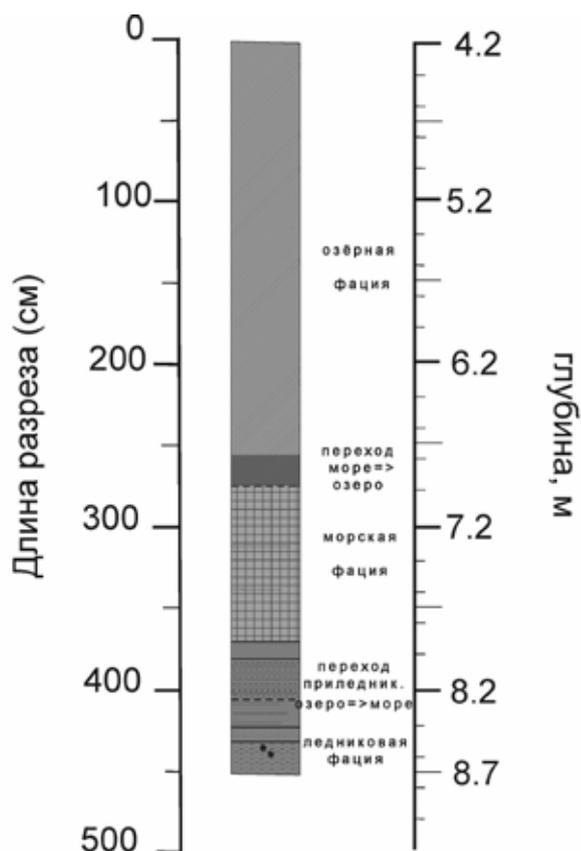


Рис. 1. Разрез донных отложений безымянного озера с абсолютной отметкой уреза воды 81,5 м н. у. м.

котловины именно в это время существовали наиболее благоприятные условия для развития флоры и фауны, для чего необходимы теплый и достаточно влажный климат. По палинологическим данным это имело место во время так называемого климатического оптимума голоцена – в атлантическое время [1]. Донные осадки в озерах формировались в основном за счет водной растительности.

Авторы выражают благодарность заведующему лабораторией ГИ КНЦ РАН Кольке В.В., с.н.с. ГИ КНЦ РАН Корсаковой О.П., с.н.с. ИГ КарНЦ РАН Шелеховой Т.С., Лавровой Н.Б., бакалаврам техники и технологии АФ МГТУ Алексеевой А.Н. и Толстоброву Д.С.

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Лаврова Н.Б., Колька В.В., Корсакова О.П. Палиноспектры донных отложений озер как индикаторы миграции береговой линии Белого моря (северная Карелия) // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, 16-20 ноября 2009 г, Москва. Т. 1. – Москва: ГЕОС, 2009. – С. 204-209.

благоприятными для развития диатомовых водорослей в частности и органического мира вообще, т.е. косвенно подтверждают генетическую принадлежность осадков к фаации приледникового озера;

- в интервале 4,70-4,75 (верхняя часть пресноводной озерной толщи) органический материал накапливался в благоприятных условиях для развития растительности, но недостаточно благоприятные для обитания диатомовых водорослей. Мы можем судить об этом на основании того, что показатель п.п.п. увеличивается, а содержание аморфного кремнезёма падает;

- в интервале 4,35-6,50 (вся пресноводная толща) преобладает накопление органического вещества и уменьшается содержание минерального кремнезёма. Такие выводы позволяют сделать растущее значение показателя п.п.п.

В целом вверх по разрезу:

- увеличивается содержание аморфного кремнезёма, т.е. по мере накопления отложений условия становятся все благоприятнее для развития диатомовой флоры, что в общем характерно для небольших озерных водоемов;

- снижается содержание минеральной фракции, а это значит, что снижается привнос минерального вещества с водосбора, покрывшегося растительностью, которая стала сдерживать эрозию;

- содержание органического вещества достигает максимального значения в озерных отложениях в интервале глубин 6,10-6,15 м. Последнее иллюстрирует тот факт, что за всю историю развития исследуемой озерной

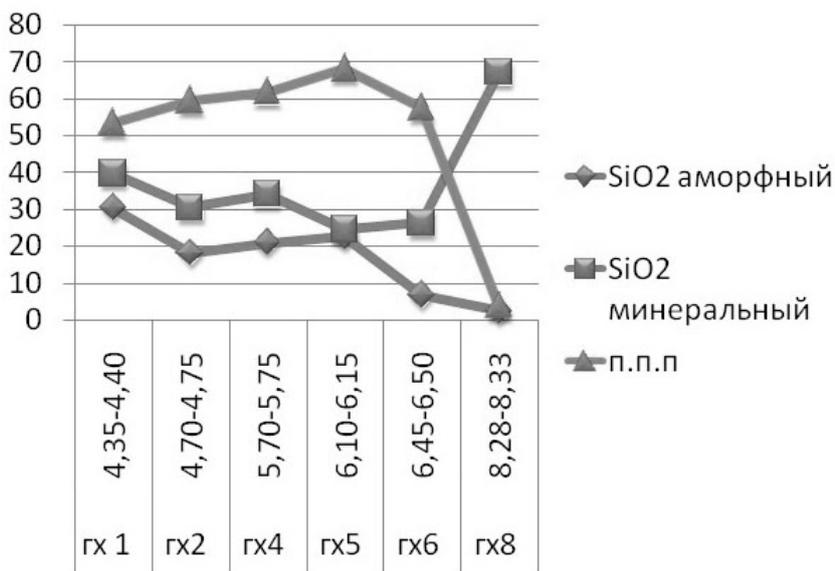


Рис. 2. График распределения выбранных геохимических показателей в зависимости от глубины для разреза, вскрытого в безымянном озере с абсолютной отметкой уреза воды 81,5 м н. у. м.

## ЛЕДОВЫЙ КОМПЛЕКС ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА

Стрелецкая И.Д.<sup>1</sup>, Васильев А.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
Москва, irinastrelets@gmail.com

<sup>2</sup>Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень

## WEST TAYMYR ICE COMPLEX

Streletskaya I.D.<sup>1</sup>, Vasiliev A.A.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty

<sup>2</sup>Earth Cryosphere Institute SB RAS, 625000, Tyumen

Ледовый комплекс (ЛК) представляет собой уникальное природное образование. Несмотря на длительную историю изучения ЛК, большое количество различных материалов о составе, свойствах и условиях криогенеза до сих пор не достигнута единая точка зрения об условиях формирования и генезисе отложений. Некоторые из исследователей относят к ЛК любые высокольдистые отложения, включающие мощные сингенетические повторно-жильные льды, независимо от их геоморфологической и геологической привязки, геологического возраста, происхождения (генезиса) и истории криогенеза, или принимают во внимание только часть этих факторов. По мнению В.Н. Конищева [7], отложения ЛК характеризуются глубокой криогенной переработкой первичного материала, которая и определяет однородность состава отложений и сходство криогенного строения. Большинство исследователей считает ледовый комплекс верхнеплейстоценовым полигенетическим образованием, в котором основная роль принадлежит эоловым, аллювиальным, делювиальным и солифлюкционными отложениям. В основном, исследования ЛК проводились в Якутии, по побережью морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, где они получили название «едомы шельфового типа». Предполагалось [11], что пояс останцев шельфовой лессово-ледовой равнины протягивается до Таймыра. Отложения ЛК в районе оз. Таймыр (мыс Саблера), оз. Лабаз [1, 4, 12], на Ямале, Гыданском полуострове [2, 6] описаны в литературе.

Разрезы верхнеплейстоцен-голоценовых отложений, которые можно отнести к ЛК, изучены авторами на побережье Западного Таймыра. На северо-восточном берегу Енисейского залива в районе п. Диксон между низкими скалистыми мысами и шхерами, сложенными диабазами, на скальных породах лежат маломощные четвертичные отложения, частично они представлены отложениями ЛК. К югу от п. Диксон (73°31' с.ш./80°34' в.д.) берег Енисейского залива сложен преимущественно засоленными морскими средне-поздне неоплейстоценовыми отложениями, мощность которых в районе полярной станции (п/с) Сопочная Карга (71°88' с.ш./82°68') превышает 100 м [3]. Разрез рыхлых толщ завершается континентальной пачкой отложений типа ЛК мощностью 10-20 м, включающей полигонально-жильные льды (ПЖЛ) различного возраста и генезиса. Сингенетические ПЖЛ на Западном Таймыре формировались в конце плейстоцена (МИС2) и в холодные этапы голоцена, на это указывает различный химический и изотопный состав льдов. Более легкий состав изотопов кислорода и водорода и преобладание ионов кальция и гидрокарбоната характерны для жильных льдов последнего криохрона, более тяжелый изотопный состав и преобладание ионов натрия и хлора для жильных льдов голоцена [9]. Утяжеление изотопного состава изотопного состава голоценовых ПЖЛ, свидетельствуют о существенном потеплении климата Арктики [4, 5, 12].

Объектами исследования являлись отложения ЛК в береговых обрывах на протяжении 200 километров (п. Диксон, устье реки Крестьянки, п/с Сопочная Карга).

Отложения ЛК западного Таймыра однородны и состоят из частиц пылеватой размерности. Количество алевритовых (пылеватых) частиц в породе составляет от 70 до 96%, частицы размером менее 0,005 мм составляют несколько процентов или отсутствуют, примесь песков незначительна. По соотношению песчаной, пылеватой и глинистой фракции эти осадки мало отличаются от отложений ЛК берегов Приморских низменностей Якутии (рис. 1).

Исследования (анализы выполнены А.В.Сурковым) минералогического состава тяжелых минералов в отложениях ЛК западного Таймыра показали, что источник вещества оставался неизменным. В районе п. Диксон повсеместно выходят коренные породы основного состава. Мелкозем, образующегося при разрушении глыб, состоит из дресвы коренных основных пород, сростков оливина-плаггиоклаза-ильменита, не окатанных зерен оливина и ильменита, кварца и обломков каменного угля. Включения кварца и каменного угля в мелкоземе указывают на то, что когда-то на коренных породах лежала осадочная песчано-алевритовая толща, в дальнейшем размытая. Во всех пробах из отложений ЛК минералы в ряду ильменит-гранат-турмалин дифференцированы по плотности. В породе повсеместно присутствует уплощенные обломки базальтов пылеватой размерности. Известно, что базальт быстро разрушается, поэтому присутствие невыветрелых угловатых обломков в дисперсных породах свидетельствует о близком источнике сноса частиц.

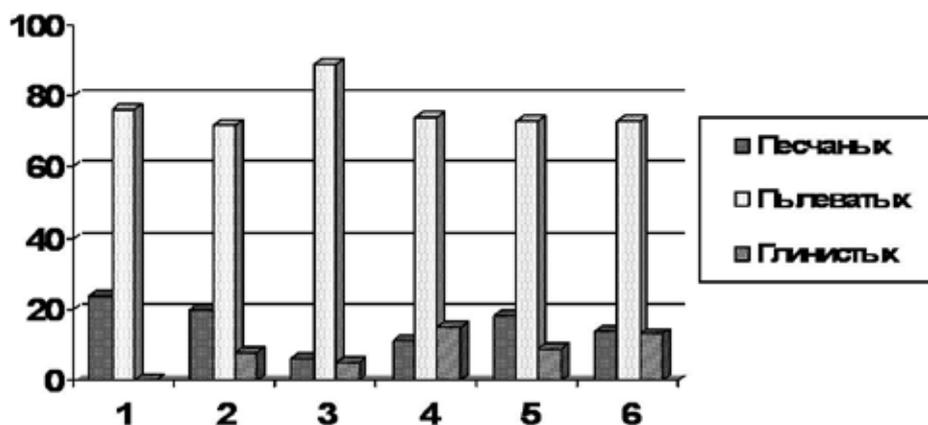


Рис. 1. Соотношение (доли частиц в %) песчаной (0,05-2,0 мм), пылевой (0,05-0,005 мм) и глинистой (< 0,005 мм) фракций в отложениях ЛК западного Таймыра (по материалам авторов) и побережья Восточно-Сибирского моря (по материалам [11]). Западный Таймыр: 1 – п/с Сопочная Карга; 2 – устье р. Крестьянка; 3 – п. Диксон. Побережье Восточно-Сибирского моря: 4 – Шеломский Яр; 5 – Останцовый Яр; 6 – Оягоский Яр.

Состав ассоциации тяжелых минералов ЛК побережья моря Лаптевых указывает на влияние пород недалеко расположенного Анабарского щита. Высокое содержание остроугольных частиц, признаки их криогенного выветривания свидетельствуют о близости источников сноса значительной части обломочного материала [5].

Содержание органического углерода в отложениях ЛК западного Таймыра возрастает от 0,6% в верхнеплейстоценовых осадках до 2,1% в голоценовых. Увеличение содержания органического углерода в отложениях в период перехода последнего криохрона (МИС 2) к голоцену отмечается в других районах распространения ЛК [4, 5, 12].

Криогенное строение ЛК западного Таймыра сходно во всех изученных разрезах. Породы сильно льдистые (суммарная влажность составляет более 86%) с ритмично-слоистой (поясковой) криогенной текстурой характерной для сингенетических отложений. Толщина поясков 0,5-1,0 см, расстояние между ними от 3 до 12 см. Криотекстура между поясками – сетчатая, атакситовая и массивно-мерзлая, а вблизи поясков – микро-линзовидно-слоистая. На участках примыкания шлиров к ледяным жилам пояски загнуты вверх или вертикальны. Строение ЛК показывает, что осадки накапливались и промерзали в условиях ландшафтов с обводненным деятельным слоем, такие же условия реконструируются при формировании ЛК на побережье моря Лаптевых [5]. Литологические особенности отложений ЛК и их залегание на склонах и в понижениях рельефа объясняются распространением нивальных процессов, связанных с развитием холодных навесных снежников в эпохи похолоданий [8]. Современные снежники широко распространены на склонах водораздельных уровней западного Таймыра.

Криолитологические особенности разрезов показывают различные условия формирования ЛК западного Таймыра: при участии склоновых, нивальных, аллювиальных и эоловых процессов. Наши данные не подтверждают утверждение [11 стр. 84] о «постепенном утонении тонкодисперсного материала по мере удаления от обрамляющих горных массивов», что объяснялось механической дифференциацией материала и его дальнейшим эоловым переотложением. Продукты криогенного выветривания сносились с поверхностей водоразделов, определенную роль при этом играли и эоловые процессы.

В отличие ЛК Якутии ЛК западного Таймыра имеет меньшую мощность (до 12 м), включает менее крупные ПЖЛ.

Побережье Западного Таймыра представляет собой самую западную область распространения отложений ЛК.

Рост сингенетических жил в голоцене шел одновременно с заполнением пылеватых осадками термокарстовых депрессий, сформировавшихся в климатический оптимум голоцена. В разрезах преобладает неоднократно переработанный материал доголоценовых отложений ЛК, поэтому по минеральному составу голоценовый ЛК не отличается от ЛК последнего криохрона, но содержат больше органики.

Работы выполнены при спонсорской поддержке ConocoPhillips Russia Inc.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Антропоген Таймыра. – М.: Наука, 1982. – 184 с.
2. Болиховский В.Ф. Едомные отложения Западной Сибири // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. К XII конгрессу ИНКВА (Канада, 1987). – М.: Наука, 1987. – С. 128-135.

3. Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. – 198 с.
4. Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Брезгунов В.С., Хуббертен Г.В., Зигерт К. Изотопный состав повторно-жильных льдов мыса Саблера (оз. Таймыр) // Криосфера Земли. – 1999. – Т. 3. – № 3. – С. 41-49.
5. Зигерт К., Куницкий В.В., Ширмейстер Л. Отложения ледового комплекса – архив данных для реконструкции климата и экологии на побережье моря Лаптевых в позднем плейстоцене // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Отв ред: Х. Кассенс, А.П. Лисицын, Й. Тиде, Е.И. Полякова, Л.А. Тимохов, И.Е. Фролов. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. – С. 317-332.
6. Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // Криосфера Земли. – 2005. – Т. IX. – № 3. – С. 16-27.
7. Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. – Новосибирск: Наука, 1981. – 197 с.
8. Куницкий В.В. Нивальный литогенез и ледовый комплекс на территории Якутии: Автореф. дис.... д-ра геогр. Наук. – Якутск, 2007. – 46 с.
9. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Изотопный состав полигонально-жильных льдов Западного Таймыра // Криосфера Земли. – 2009. – Т. XIII. – № 3. – С. 59.
10. Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Каневский М.З., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г. Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений Западного Таймыра // Криосфера Земли. – 2007. – Т. XI. – № 3. – С. 14-28.
11. Томирдиаро С.В., Черненький Б.И. Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики. – М.: Наука, 1987. – 198 с.
12. Siegert C., Derevyagin A.Y., Shilova G.N., Hermichen W.-D., Hiller A., Paleoclimate indicators from permafrost sequences in the Eastern Taymyr Lowland // Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamic and History / Eds.: H. Kassens, H.A.Bauch, I.A.Dmitrenko, H.Eicken, H.-W.Hubberten, M.Melles, J.Thiede, L.A. Timokhov. – Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1999. – P. 477-499.

## **ОБСТАНОВКИ ОЗЕРНОГО ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ В УСЛОВИЯХ РАЗЛИЧНЫХ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН**

**Субетто Д.А.**

*Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, subetto@mail.ru*

## **LACUSTRINE SEDIMENTATION DURING THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE IN DIFFERENT CLIMATE AND ENVIRONMENT ZONES**

**Subetto D.A.**

*Alexander Herzen State Pedagogical University of Russia, St.Petersburg*

Донные отложения озер формируются в результате сложного взаимодействия целой совокупности разнообразных природных процессов: климатических, гидрологических, физических, химических и биологических, протекающих на водосборной площади и в самом озере [2]. Эта сложная совокупная система процессов, ответственная за образование донных отложений в озере, может быть представлена в виде следующей схемы: (1) образование осадкообразующего материала в процессе формирования берегов и ложа водоёма; (2) образование седиментационного материала на водосборе озера в зависимости от природных условий (климат, рельеф, геология, почвенный и растительный покровы) и хозяйственной деятельности человека (вырубка лесов, распашка территорий, мелиорация), приводящих к активизации процессов эрозии и выветривания горных пород с разной скоростью и интенсивностью, способствующие мобилизации вещества; (3) перенос осадочного материала с водосборного бассейна в озера текучими водами и воздушными потоками (аллохтонное вещество); (4) образование аутигенного органического вещества в результате жизнедеятельности гидробионтов (автохтонное вещество); (5) перемешивание, транспортировка и осаждение сложной смеси аллохтонного и автохтонного вещества на дно озера, протекающие в соответствии с гидродинамической активностью водоёма; (6) захоронение осадков под все новыми порциями осаждающегося материала и непрерывное преобразование их в результате диагенетических процессов.

Характер выноса седиментационного материала в озера с их водосборных площадей зависит от зональных и азональных факторов. К первым относятся ландшафтно-климатические факторы, ко вторым – рельеф, геологическое строение водосборных площадей, густота русловой сети и другие. Если ландшафтно-

климатические факторы играют основополагающую роль в зональном изменении озёрного осадконакопления, то азональные факторы определяют различия в осадконакоплении внутри природной зоны.

В Европейской части России наиболее ощутимо влияние воздушных масс Атлантического океана, смягчающих континентальность и повышающих влажность климата. Значительное количество осадков, достигающее 700 мм в год, и умеренные температуры зимы и лета (средние температуры января от  $-8$  до  $-10$ , июля – от  $+16^{\circ}\text{C}$  до  $+19^{\circ}\text{C}$ ) способствуют положительному балансу влаги, определяющему умеренно континентальный тип климата и гумидный тип литогенеза. Значительное количество метеорных осадков способствует положительному балансу влаги, что благоприятно сказывается на режиме озер. Н.М. Страховым для территории гумидного климата была подмечена ярко выраженная зональность механической денудации, заключающаяся в том, что зона умеренного влажного климата вне годовых изотерм  $+10^{\circ}\text{C}$  отличается слабой и умеренной механической денудацией, в то время как зона между изотермами  $+10^{\circ}\text{C}$  – сильной и очень сильной денудацией [3]. Большая часть гляциальной области расположена между изотермами  $0^{\circ}\text{C}$  и  $+10^{\circ}\text{C}$ , характеризующаяся слабой до умеренной интенсивностью механической денудации, не превышающей  $10-15 \text{ т/км}^2$ . По данным Г.В. Лопатина, вынос взвешенного материала реками рассматриваемой территории составляет менее  $5 \text{ т/км}^2$  в год [1].

Н.М. Страховым была выдвинута идея о четырех различных типах литогенеза: ледовом, гумидном, аридном и вулканогенноосадочном. Каждый из них имеет свои характерные черты развития осадкообразовательных процессов в системе водосбор-водоем, что проявляется в строении донных отложений в зависимости от местонахождения водоема в той или иной климатической зоне [3].

Отложения озер гумидной зоны Севера Евразии формировались в процессе развития двух типов литогенеза – ледового и гумидного. В процессе ледового типа литогенеза формировались отложения, имеющие преимущественно обломочный характер – глины, суглинки и супеси. Для условий ледового типа литогенеза характерно отсутствие воды в жидкой фазе на протяжении большей части года, преобладание отрицательных температур в течение года, преимущественно физическое (морозное) выветривание, щелочная среда осадконакопления, образование обломочного материала, высокая скорость осадконакопления (до нескольких сантиметров в год). Донные отложения озер, сформировавшиеся в условиях ледового литогенеза, характеризуются следующим набором признаков: преобладание аллохтонного материала; сезонная слоистость; низкое содержание органического вещества. На втором этапе, при гумидном типе литогенеза, формируются отложения, в формировании которых большую роль играют физико-химические и биологические процессы. Для гумидного типа литогенеза характерны следующие черты: избыточное увлажнение; химическое и физическое выветривание на водосборе; преобладание механического осадконакопления над биогенным и хемогенным; высокая биопродуктивность озерной экосистемы; высокое содержание органического вещества (десятки процентов) в донных отложениях; значительная роль автохтонного вещества в осадконакоплении; преимущественно нейтральная или слабо кислая среда осадконакопления; скорость осадконакопления  $0,1-1 \text{ мм/год}$ ; тонкая сезонная слоистость осадков или её отсутствие. В условиях гумидного типа литогенеза образуются, как правило, органо-минеральные и органогенные илы (сапропели).

Геологическое строение области сноса определяет характер терригенного материала, химический состав воды и как следствие особенности строения донных отложений. Например: диатомиты – отложения с повышенным содержанием аутигенного кремнезема накапливаются в озерах, расположенных в зоне выхода кристаллических пород. Диатомиты характерны для озер Карелии и Кольского полуострова (Демидов, Шелехова, 2006). Этот тип осадков может формироваться как в эвтрофных условиях, так и олиготрофных, в зависимости видового состава диатомовых водорослей. Если подстилающие горные породы представлены известковыми отложениями, то из водной толщи может осаждаться известь при помощи водных растений и водорослей, например *Potamogeton* и *Chara*. Кремовато-белые глинистые отложения, с высоким содержанием извести называются карбонатные илы, гажа или марл.

Рельеф дна и морфология котловины определяют распределение донных отложений по дну, согласно закону механической дифференциации. Крупнообломочный материал аккумулируется на мелководьях в прибрежных зонах бассейна, а тонкозернистый, соответственно, в глубоководных районах.

С морфометрическими характеристиками озерных котловин связаны термические и плотностные свойства водной толщи, которые, в свою очередь, определяют характер озерного седиментогенеза. Прямая термическая стратификация возникает в летний период, благодаря нагреву поверхностных вод выше  $4^{\circ}\text{C}$  и обратная – в зимний период в связи с появлением ледового покрова. Большинство озер умеренной зоны являются диатомовыми, т. е., имеют полное вертикальное перемешивание водной массы дважды в год – весной и осенью. В озерах, расположенных на высоких абсолютных отметках или в высоких широтах, где температура воздуха самого теплого месяца года не превышает  $4^{\circ}\text{C}$ , полное вертикальное перемешивание водной толщи может иметь место только один раз в году (мономиктовые озера). Такие же процессы могут происходить в озерах, расположенных на низких широтах, где температура самого холодного месяца не опускается ниже  $4^{\circ}\text{C}$ . Вода в некоторых озерах (меромиктовые) не перемешивается на протяжении всего года. Связано это обычно с высокоплотностным градиентом, возникающим на границе тяжелых сильноминерализованных придонных вод и легких, пресных на поверхности. В целом, крупные ( $> 10 \text{ км}^2$ ) и глубокие ( $> 10 \text{ м}$ ) озера обычно стратифицированы, тогда как небольшие мелководные озера обычно не имеют стратификации.



Наличие или отсутствие плотностной (термической) стратификации определяет кислородный режим в водной толще, влияющий на характер сохранности органического вещества (детрита) и, следовательно, на литологический состав донных отложений. Эпилимнион обычно хорошо насыщен кислородом, тогда как гипolimнион часто характеризуется анаэробными условиями. Эти различия в кислородном режиме приводят к существенным различиям в химии озерных вод, озёрной биоты и литологии аккумулируемых осадков. Органические остатки, например, лучше сохраняются в анаэробных условиях. С другой стороны, анаэробные условия могут быть лимитирующим фактором для видового разнообразия и численности живых организмов в озере.

В анаэробных условиях сероводород ( $H_2S$ ), появляющийся в значительных концентрациях, является токсичным для большинства организмов. Тяжелые металлы реагируют с сероводородом, формируя отложения, окрашенные в черные или сине-черные тона. Такие осадки очень хорошо визуально фиксируются в разрезах донных отложений озер и контрастно отличаются от светло окрашенных минерогенных или темно-бурых органиогенных осадков, сформировавшихся в окислительных условиях.

В диамиктовых озерах сезонные весенние и осенние перемешивания могут быть причиной внезапного и широкомасштабного отмирания водных организмов, например диатомовых водорослей. Эти микрокатастрофы приводят к образованию годичной слоистости, представленной органиогенными варвами в донных отложениях. Сезонное перемешивание насыщенным кислородом поверхностных вод с обедненными кислородом придонными водами может быть причиной сезонной садки карбонатных отложений, окислов железа или серосодержащих минералов, образуя, таким образом, химические слои (хемогенные варвы).

Гидрологический режим водоема определяет механическую дифференциацию донных осадков по крупности, а также их площадное распределение. Можно выделить, условно, три зоны на дне озер, различающихся по типу осадконакопления, обусловленных гидрологическим режимом: (1) зона размыва (эрозии) донных отложений, в местах активной гидродинамической деятельности; (2) зона «нулевой» седиментации, где количества осаждаемого и выносимого материала равны; (3) зона аккумуляции (аккумулятивные ловушки).

Ведущим природным процессом в распределении донных отложений на дне озер гумидной зоны является механическая дифференциация осадкообразующего материала. Происходит пространственное распределение гранулометрических типов осадков и связанных с ними геохимических и минеральных ассоциаций. Разнообразные типы осадков, наряду с рельефом дна, особенностями гидродинамического режима и деятельностью донных организмов, составляют суть седиментационных или фациальных обстановок. Фациальные обстановки разделяются на две основные группы: седиментогенные или накапливающиеся под воздействием различных природных факторов и деструктивные, гипергенные, образующиеся *in situ* за счет размыва ранее сформировавшихся осадков. Образование деструктивных фаций происходило как на ранних этапах развития озер, так и в настоящее время и связано, в первую очередь, с водной динамикой и колебанием уровня озер.

На некоторых участках дна возникают зоны, так называемого «ненакопления» или «нулевой седиментации», когда гидродинамический режим делает невозможным аккумуляцию алеврито-пелитового материала, а скорости придонных течений недостаточны для размыва дна и слагающих его осадочных образований. Подобные отложения в мировой практике получили название реликтовых, а в случае их переработки современными гидродинамическими процессами или появления современного осадочного материала (например, конкреций) они переходят в разряд палимпсестовых (или смешанных).

Среди седиментогенной группы, в зависимости от гидрологического режима, выделяется несколько подгрупп седиментационных обстановок и связанных с ними генетических типов осадков. Это волновые, нефеллоидные (осаждение взвесей), течениявые (флювиальные) и гравитационные (оползневые, плотностные потоки, турбидиты и т.д.) типы отложений.

В крупных озерах значительную роль в процессе озерного седиментогенеза играют тектонические процессы. Изостатические (компенсационные) подъемы и опускания земной поверхности в зоне распространения покровных ледников являются причинами подтопления и размыва одних берегов озер и подъема и осушения других. Наиболее ярко это проявляется в крупных бассейнах – озёрах Ильмень, Псковско-Чудском, Ладожском и Онежском озерах, где до сих пор продолжается подъем северных берегов и подтопление – южных. Например, южная мелководная зона Ладожского озера, сложенная песчаными отложениями, залегающими с несогласием на озерно-ледниковых ленточных глинах, есть не что иное, как подтопленная литоральная зона озера, в результате изостатического подъема северных берегов и перелива водной массы на юг. Данные сейсмоакустики, а также литостратиграфия некоторых колонок озёрных отложений, указывают на неотектонические движения, особенно в зоне сочленения Балтийского кристаллического щита и Русской платформы. На сейсмолентах фиксируются сбросы и оползни современных донных отложений. Данные пробоботбора иногда указывают на образование перевернутых структур.

Поступившие на дно осадки захороняются и подвергаются диагенетическим преобразованиям. Диагенетические процессы в донных отложениях озер протекают в виде уплотнения осадков и уменьшения в них содержания поровой воды, аутигенного минералообразования, изменения химико-физических характеристик, минерализации органического вещества. Большую роль в процессах раннего диагенеза осадочного материала играют иловая микрофлора и хемоавтотрофные микроорганизмы, преобразующие в процессе своей жизнедеятельности органическое вещество.

Особенности строения донных отложений указывают на поступление минерогенного материала с водосбора в озера и на большое количество взвешенного вещества в водной толще озер. В связи с этим в донных отложениях озер отсутствуют створки ископаемых диатомовых водорослей или очень низкое их содержание. В осадконакоплении доминировала аллохтонная составляющая, в связи с активным таянием близлежащих к озерам ледников и развитием эрозии распространенных на водосборных площадях незакрепленных, несформировавшихся почв. В озерах преобладали восстановительные условия (высокое содержание FeS) из-за высокой скорости осадконакопления и захоронения обломочного материала, а также из-за продолжительного периода ледостава на озерах.

Переход от холодных, арктических условий позднего плейстоцена к теплым и влажным голоцена в Северном полушарии произошел около 10000 радиоуглеродных лет назад и привел к серьезным палеогеографическим изменениям. В растительном покрове произошла смена тундро-степных ценозов лесными сообществами и переход от азональности к зональности в распределение растительности, формируется устойчивый почвенный покров, усиливаются процессы деградации зоны вечной мерзлоты. Катастрофический спуск Балтийского ледникового озера привел к изменению порога стока и снижению уровня озер и полному исчезновению приледниковых бассейнов, а также к быстрой деградации ледника.

Весь комплекс палеогеографических изменений привел к смене характера осадконакопления в озерах севера Европейской части России. Серые, минерогенные, глинистые отложения сменяются вверх по разрезу бурными, зеленовато-коричневыми, органогенными осадками – илами или сапропелями. Этот переход был настолько резок, что во многих разрезах озерных отложений можно наблюдать ясную, четкую границу смены позднеледниковых отложений отложениями голоцена. Тип донных отложений резко сменяется от серых глин позднеледникового возраста к темно-коричневым сапропелям голоцена. Все это свидетельствует о катастрофических природно-климатических изменениях.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ (гранты №10-05-00651а и № 10-05-00412а).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Лопатин Г.В. Сток речных взвешенных наносов рек / Физико-географический атлас Мира. – М., 1964. – С. 228.
2. Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. – С.-Петербург: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2009. – 339 с.
3. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. – М.: Изд-во АН СССР. – Т. 1. 1960. – 212 с.; – Т. 2, 1962. – 574 с. – Т. 3. 1962. – 550 с.

### ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ БЕЛОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ НА БОЛЬШОМ СОЛОВЕЦКОМ ОСТРОВЕ

Субетто Д.А.<sup>1</sup>, Кузнецов Д.Д.<sup>1,2</sup>, Шевченко В.П.<sup>3</sup>, Лудикова А.В.<sup>2</sup>, Сапелко Т.В.<sup>2</sup>, Субетто Г.Д.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Российский государственный педагогический институт им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, subetto@mail.ru

<sup>2</sup> Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург

<sup>3</sup> Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

<sup>4</sup> СПбГУ, Санкт-Петербург

### PALEOLIMNOLOGICAL STUDIES OF THE WHITE SEA WATER LEVEL CHANGES DURING THE HOLOCENE ON THE SOLOVKI ISLANDS

Subetto D.A.<sup>1</sup>, Kuznetsov D.D.<sup>1,2</sup>, Schevchenko V.P.<sup>3</sup>, Ludikova A.V.<sup>2</sup>, Sapelko T.V.<sup>2</sup>, Subetto G.D.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Alexander Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg

<sup>2</sup> Institute of Limnology RAS, Saint-Petersburg

<sup>3</sup> Institute of Oceanology RAS, Moscow

<sup>4</sup> St. Petersburg State University, Saint-Petersburg

В последние годы ведутся детальные палеолимнологические исследования, направленные на реконструкцию развития Белого моря в позднем плейстоцене и голоцене [1, 2, 3, 4, 5]. Эти исследования основаны на изучении донных отложений, отшнуровавшихся в прошлом от моря. Донные отложения изучаются в озерах, расположенных на разных гипсометрических уровнях и фиксирующих положение береговой линии моря от верхней границы до нижней. Палеолимнологические исследования включают в себя отбор кернов донных отложений либо в зимнее время со льда, либо летом с различных плавсредств (лодок, плотов) с использованием различных пробоотборников (трубки ударного типа, поршневые, торфяные буры и др.). В лабораторных условиях керны обрабатываются набором литологических, геохимических и микропалеонтологических (диатомовый, спорово-пыльцевой, остракодологический и др.), а также датируются образцы радиометрическими мето-

дами. Выполненная обработка и анализы донных осадков позволяют, во-первых, определить генетический тип отложений (или фациальный), т.е. отложения формировавшиеся в пресноводных условиях приледникового бассейна (различного типа глины, суглинки и супеси), отложения формировавшиеся в условиях залива морского бассейна и представленные глинистой гиттией, песками, алевритами с включениями микропалеонтологических остатков морской фауны и флоры (остракоды, фораминиферы, диатомовые), отложения изолировавшихся от морского бассейна озер, представленные различного типа органогенными илами, с соответствующим флористическим и фаунистическим набором палеонтологических остатков, и торфянистые отложения болот и торфяников, возникших на месте озер в процессе их эволюции. Датирование перехода от одного генетического типа осадка к другому (от озерно-ледниковых к озерным или морским, от морских к озерным, от озерных к болотным) в совокупности с данными о гипсометрическом положении изучаемых озер позволяет реконструировать трансгрессивно/регрессивные перемещения береговой линии моря в районе исследования.

На Соловецких островах насчитывается свыше 376 озер. На первом этапе исследований были выбраны 3 озера на Большом Соловецком острове, расположенные на разных абсолютных отметках. Это Святое озеро (65°01',5 с.ш., 35°43',5 в.д.; абс. высота 8 м над уровнем моря), находящееся непосредственно в поселке Соловецкий и отделенное от Белого моря узким перешейком, на котором расположен Кремль Соловецкого монастыря; озеро Исаковское (65°05',7 с.ш., 35°35',8 в.д.; абс. высота 3 м над у.м.); озеро Большое Корзино (65°03',5 с.ш., 25°38',5 в.д., абс. высота 17 м н. у.м.).

Проботбор осуществлялся с плота посредством русского торфяного бура (длина пробоотборной части 1 м, диаметр 5 и 7,5 см). Было отобрано в общей сложности 13 кернов донных отложений длиной 1 м каждый. Выполненные палеолимнологические исследования показали, что все изученные озера – оз. Святое, оз. Бол. Корзино и оз. Исаковское, заливались в прошлом морскими водами. Нижние пачки донных отложений представлены глинистыми алевритами, алевритовыми песками с включением раковин моллюсков. Диатомовый анализ этих отложений из оз. Исаковское показал, что в них содержатся створки морских диатомовых водорослей. Переходный горизонт от морских к озерным отложениям фиксируется появлением черных гидротроилитовых прослоев ( $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) и появлением соловатоводных и пресноводных ископаемых диатомей (разрез донных отложений оз. Исаковского). Озерные отложения представлены органогенными сапропелями (гиттией) бурого цвета небольшой мощности, которая увеличивается от оз. Исаковского к оз.Святому и оз. Бол.Корзино, что связано соответственно с более ранним возрастом изоляции озер и более продолжительным временем илонакопления. Озерные отложения оз. Исаковского богаты ископаемыми створками пресноводных диатомовых водорослей.

По данным датирования озерных отложений изученных озер построена кривая изменения уровня Белого моря по времени изоляции изученных озер (рис. 1), что в свою очередь позволило построить две гипсометрические карты Соловецкого архипелага (рис. 2 и 3) для временных срезов 7200-6800 и 5500-5000 лет назад.

На конференции будут представлены и новые материалы исследования, которые будут получены во время полевого сезона 2011 г. Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 10-05-00651-а и 11-05-10043-к).

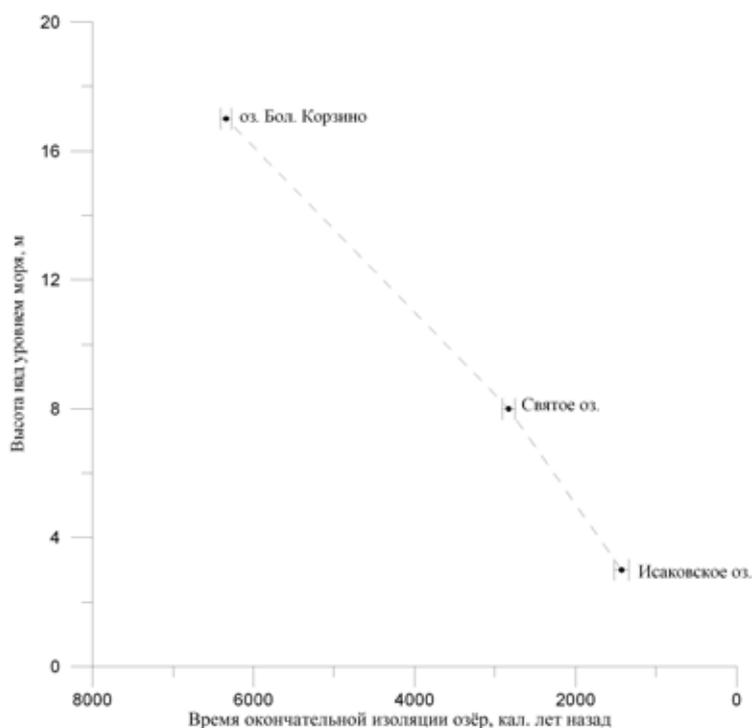


Рис. 1. График снижения уровня Белого моря по данным радиоуглеродного датирования изоляции озер Большое Корзино, Святого и Исаковского.

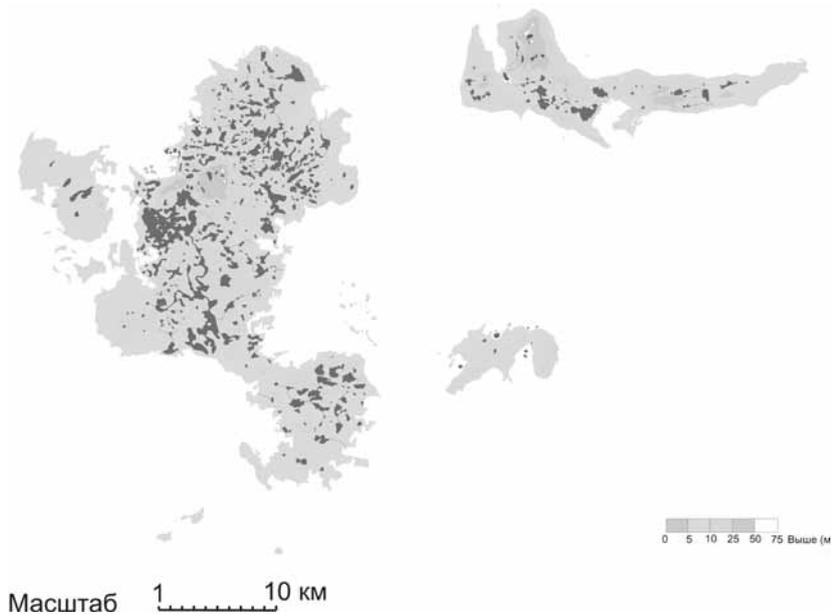


Рис. 2. Очертание берегов Соловецкого архипелага около 7200-6800 лет назад.

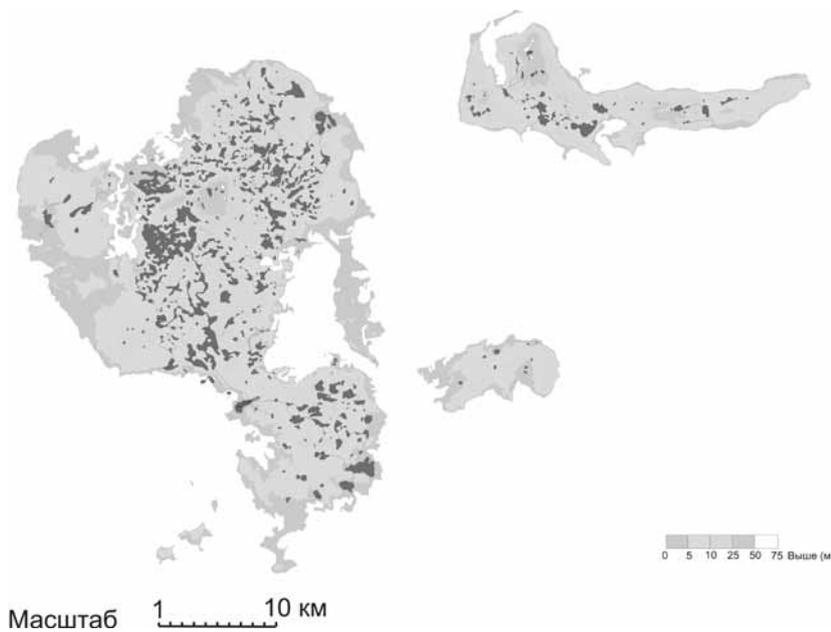


Рис. 3. Очертание берегов Соловецкого архипелага около 5500-5000 лет назад.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Колька В., Евзеров В., Мёллер Я., Корнер Д. Последледниковые гляциоизостатические движения на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова / Ф.П. Митрофанов (Ред.). – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2005. – С. 15-25.
2. Олюнина О.С., Романенко Ф.А. К вопросу о распространении морских отложений на Карельском берегу Белого моря // Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии / А.П. Лисицын (Отв. ред.). – Москва: ГЕОС, 2007. – Т. I. – С. 257-259.
3. Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. – С.-Петербург: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2009. – 339 с.
4. Субетто Д.А. Палеолимнологические реконструкции в бассейне Белого моря // Система Белого моря. Том.1. Природная среда водосбора Белого моря / А.П. Лисицын (Отв. ред.). – М.: Научный мир, 2010. – 480 с. 247-265.
5. Субетто Д.А., Шевченко В.П., Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д., Лудикова А.В., Андреева Н.Н., Субетто Г.Д. История озер Соловецкого архипелага и изменения уровня Белого моря в голоцене. Предварительные результаты палеолимнологических исследований 2006 г. // Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии / А.П. Лисицын (Отв. ред.). – М.: ГЕОС, 2007. – Т. III. – С. 286-288.

**МОРФОЛИТОГЕННАЯ ОСНОВА ЭКОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ  
РУССКОЙ РАВНИНЫ**

**Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М.**  
*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
Москва; antonov@morpho/geogr.msu.su*

**MORPHOLITOLOGICAL BASE OF THE ECOLOGICAL-PALAEO GEOGRAPHICAL ZONATION OF  
THE RUSSIAN PLAIN**

**Sudakova N.G., Antonov S.I., Vvedenskaya A.I., Kostomakha V.A., Nemtsova G.M.**  
*Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow*

Целенаправленное изучение морфолитогенной основы ландшафта в тесной связи с определяющими геологическими и палеогеографическими факторами способствует повышению достоверности палеогеографических реконструкций и надежности геоэкологических оценок. При сопряженном исследовании геоморфологического строения, слагающих отложений и подстилающего субстрата на первый план выдвигается задача поиска пространственно-временных закономерностей формирования и развития этих систем, выявляемых на основе комплексного палеогеографического районирования территории. Для обширной древнеледниковой области Русской равнины, неоднородной в геологическом, неотектоническом, палеогеографическом и ландшафтном отношении, проведение литолого-палеогеографического районирования особенно актуально. Оно способствует рационализации палеогеографических и литостратиграфических построений, а также создает условия для адресной интегральной оценки состояния геоэкологической устойчивости геосистем.

Сложное сочетание провинциально-геологических, зонально-палеогеографических, фациально-генетических факторов обусловило региональные унаследованные особенности строения и распространения литолого-геоморфологических комплексов. В этой связи изучение вещественного состава отложений и минералогических провинций имеет важное литостратиграфическое и корреляционное значение. Для установления пространственно-временных закономерностей формирования и свойств морфолитогенной основы потребовалось проведение широкомасштабных исследований, в результате которых создана серия тематических карт: структуры и динамики ледниковых покровов; геоморфолого-неотектоническая схема; структуры речных бассейнов; мощностей четвертичных отложений; распространения лессовых пород и торфяных залежей.

Определение провинций в системе районирования базируется на анализе морфолитоструктурных элементов коренного основания в связи с тектоническим строением территории. Тектоническим каркасом региона служат главные тектоно-морфоструктуры – Московская синеклиза и ее склоны, Воронежская антеклиза, Токмовский свод, Рязано-Саратовский прогиб. В пределах этих структур дифференцируются мегаблоки, главными критериями для выделения которых служат: выраженность их в рельефе, направленность новейших тектонических движений, пространственная изменчивость литологической основы.

Выполненные палеогляциологические реконструкции, отраженные на карте структуры и динамики разновозрастных ледниковых покровов с уточнением границ и корреляцией краевых образований, послужили основанием для установления зональных закономерностей, определяющих ярусное строение четвертичной толщи, ее мощности, типовое строение разрезов, особенности аккумулятивного рельефа, степень его эрозионного преобразования, питающие и минералогические провинции, состав отложений.

На составленной карте мощностей четвертичных отложений выделяется зона повышенной мощности (до 100 м и более), ориентированная с юго-запада на северо-восток от Вязьмы и Осташкова на западе – к Вологде и Костроме на востоке. Эта зона заключена между границами осташковского и московского оледенений, где отмечается наиболее активная аккумуляция в течение последних 200 тыс. лет. Аномальные мощности четвертичной толщи (свыше 150 м) приурочены к участкам погребенных речных долин (Средняя Волга и ее притоки). Южная полоса ледниковой зоны, относимая к области днепровского, окского и донского оледенений, подвергалась более длительной денудации и имеет существенно меньший по мощности четвертичный покров.

В площадном распределении типов строения рельефа и разреза четвертичной толщи отчетливо прослеживается зональность, связанная с историей оледенений. Так, для зоны валдайских оледенений типичны: неравномерная мощность четвертичного чехла (от нескольких до 50 м), преобладание водно-ледниковых и озерно-ледниковых отложений при участии ледниковых. В зоне московского оледенения разрез плейстоценовых отложений в целом отличается сложным строением (до 4-5 горизонтов) и представлен в основном валунными суглинками московского и днепровского возраста, разделенных пачками водноледниковых и озерных осадков. Южнее границы московского оледенения (Мещерская низина, Среднерусская и Приволжская возвышенности) наблюдается значительное упрощение строения типового разреза при резком сокращении мощности четвертичного покрова (в среднем около 20 м) (рис. 1).

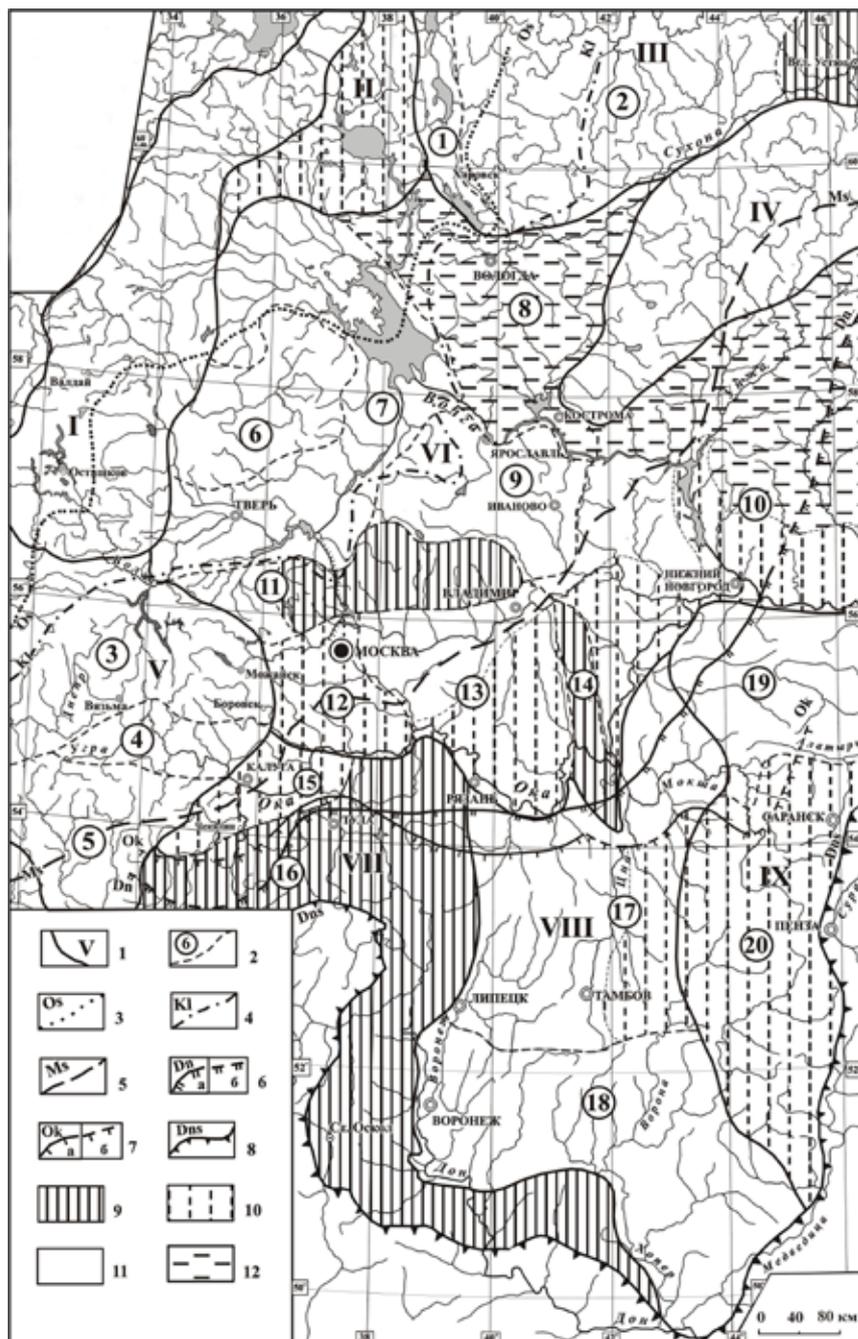


Рис. 1. Карта эколого-палеогеографического районирования Русской равнины.

1 – границы и номера провинций; 2 – границы и номера областей. Границы оледенений: 3 – ошашковского; 4 – калининского; 5 – московского; 6 – днепровского а) достоверная, б) предполагаемая; 7 – окского а) достоверная, б) предполагаемая; 8 – донского. Степень устойчивости морфолитосистем: 9 – неустойчивая (1 балл); 10 – слабо устойчивая (1-2 балла), 11 – средне устойчивая (2 балла); 12 – относительно устойчивая (3 балла). Единицы районирования: Провинции: I – Валдайско-Вепсовская; II – Белозерская; III – Онего-Сухоно-Двинская; IV – Северные Увалы; V – Вяземская; VI – Окско-Верхневолжская; VII – Среднерусская; VIII – Окско-Донская; IX – Приволжская. Области: 1 – Воже-Кубенская; 2 – Харовско-Верхневая; 3 – Вяземско-Уваровская; 4 – Угринская; 5 – Спас-Деменская; 6 – Бежецкая; 7 – Верхневолжская; 8 – Вологодско-Даниловская; 9 – Борисоглебско-Ивановская; 10 – Унжинско-Клязьминская; 11 – Клиньско-Дмитровская; 12 – Москворецкая; 13 – Мещерская; 14 – Цнинско-Клязьминская; 15 – Калужско-Чекалинская; 16 – Тульско-Оскольская; 17 – Цнинско-Мокшинская; 18 – Воронежско-Новохоперская; 19 – Арзамасская; 20 – Чембарская.

Лессовые породы (лессы и лессовидные суглинки) широко распространены на территории исследования за исключением участков, расположенных к северо-западу от границы валдайских оледенений, в Мещерской низине, на левобережье Волги ниже устья Унжи, на зандровых равнинах и конечно-моренных грядах. Наблюдающаяся широтная зональность в характере распространения полигенетических лессов и лессовидных суглинков (от прерывистого до повсеместного) проявляется в нарастании их мощности (от 2-5 м до 10 м и

более) к югу, в зоне древнейших оледенений. В пределах Окско-Донской низменности и на Среднерусской возвышенности их просадочность значительно возрастает при мощности лессовых пород, превышающей 10 м.

Среди экзогенных процессов наиболее деструктивными в отношении устойчивости морфолитогенной основы являются карстовые, овражно-балочное расчленение, оползневые и просадочные явления. Развитие склоновых оползневых процессов приурочено, как правило, к крутосклонным участкам долины Оки от устья р. Упы до р. Москвы и от г. Муром до впадения в Волгу, в Угличском Поволжье, вдоль средней Волги, Камы и их притоков, по берегам водохранилищ. Карстовыми процессами поражены значительные площади Карбонового плато, южного Подмосквья, бассейна верхнего течения Оки, Среднерусской возвышенности, а также Окско-Цнинский вал, Белозерская равнина. Карст проявляется в виде воронок, блюдц, слепых оврагов, провалов, бессточных долин, периодически исчезающих озер. Густота эрозионного расчленения речными долинами, балками и оврагами колеблется от 0,2 до 3,5 км/км<sup>2</sup> и значительно возрастает в южной части территории вследствие высокой степени сельскохозяйственного освоения при повсеместном распространении и значительной мощности легко размываемых лессовидных отложений.

Выявленные особенности морфолитогенеза нашли отражение на сводной обобщающей карте литолого-геоморфологического палеогеографического районирования. В основу выделения разноранговых таксономических единиц положен принцип комплексного учета характеристик морфолитоструктур, геоморфологического строения, седиментационных комплексов, доминирующих экзогенных процессов. На фоне шести разновозрастных палеогеографических зон выделены 9 провинций, которые подразделяются на 20 областей по признакам генетической принадлежности и степени последующего экзогенного преобразования морфолитосистем. Для каждого подразделения по совокупности показателей дается экспертная оценка устойчивости морфолитогенной основы в баллах (рис.).

В результате сравнительного анализа картографических материалов и обобщения многоплановой палеогеографической информации определены главные пространственно-временные закономерности и устойчивые тенденции развития морфолитогенеза: а) унаследованность морфолитоструктурной и геологической провинциальности, предопределившая секторное строение ледниковых покровов, субмеридиональную направленность потоков вещества и освоение определенных ледниковых питающих провинций, а также повлиявшая на структуру речных бассейнов и направление стока; б) палеогеографическая обусловленность геоморфологического строения и седиментационных комплексов в разновозрастных зонах покровных оледенений, включая генерации перигляциальной лессовой формации; в) ландшафтно-климатическая зональность направленности и интенсивности экзогенных денудационно-аккумулятивных процессов.

Особо следует подчеркнуть существенную роль палеогеографической экспертизы при выявлении пространственных и возрастных закономерностей развития морфолитосистем, в целевом районировании территории и геоэкологических оценках. Осуществление палеогеографического контроля позволяет дать адресную и более объективную оценку состояния устойчивости и прогноза дальнейшего развития природного комплекса. Установленные с помощью районирования закономерности имеют важное палеогеографическое, стратиграфическое, корреляционное и геоэкологическое значение, определяя перспективу активного продвижения в практику эколого-палеогеографических исследований.

#### **ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВОЕ СВИРСКО-ОЯТСКОЕ ПАЛЕОСЕЙСМИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ, ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ)**

**Сумарева И.В.<sup>1</sup>, Ассиновская Б.А.<sup>2</sup>, Бискэ Ю.С.<sup>1</sup>, Шитов М.В.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, redup2@yandex.ru

<sup>2</sup> Главная (Пулковская) астрономическая обсерватория РАН, Санкт-Петербург

#### **LATE HOLOCENE SVIR-OYAT PALEOSEISMIC EVENT (SOUTH-EASTERN COAST OF LADOGA LAKE, LENINGRAD AREA)**

**Sumareva I.V.<sup>1</sup>, Assinovskaya B.A.<sup>2</sup>, Biske Yu.S.<sup>1</sup>, Sheetov M.V.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Saint-Petersburg State University

<sup>2</sup> Central Astronomical Observatory at Pulkovo RAS, Saint-Petersburg

Голоценовая сейсмичность Приладожья – проблема сколь интригующая, столь до сих пор и туманная. Первое и пока единственное землетрясение, достоверно зарегистрированное инструментальными методами, произошло 31. VII. 2010 г. на акватории Ладожского озера к юго-западу от о. Валаам [1]. Существующие представления о сейсмичности района основываются на немногочисленных примерах исторических землетрясе-

ний (Восточно-Ладожское 30.XI.1921 г., Сакколе-Громово 13.V.1902 г. на западном побережье, Валаамские события первой трети XX в.) [2, 3] и палеосейсмологических данных. Эти данные получены в результате изучения сейсмогенных, по мнению описавших их авторов, нарушений в кристаллических породах и рыхлых отложениях (сейсмитах) северного [4] и западного [5] Приладожья. При этом отсюда неизвестны достоверные свидетельства хотя бы фанерозойских разломов, тем более – выходов послеледниковых разрывов на поверхность, а деформации в рыхлых отложениях чаще всего допускают иное, не сейсмическое, объяснение.

Ведущими процессами или, скажем, движущими силами этих деформаций, как правило, являются: (1) ликвификация и флюидизация рыхлых водонасыщенных осадков, (2) гравитационная неустойчивость на палеосклонах и (3) гравитационная неустойчивость в слоистых системах с градиентами плотностей. Спусковым механизмом этих процессов (триггером), помимо сейсмического воздействия, могут быть самые разнообразные агенты. Для процесса (3), например, седиментационные – неравномерное уплотнение или давление вышележащих осадков. В голоцене Ладожское озеро испытало две трансгрессивно-регрессивных фазы развития [6], которые, естественно, сопровождалась абразией, продвижением береговых валов и врезаниями речной сети. Поэтому критериями отнесения подводно-оползневых тектур к сейсмитах (процесс 2), будут являться широкий ареал их распространения и одновозрастность, с характерным временем образования, существенно меньшим, чем время развития трансгрессий и регрессий. Получить достаточные доказательства этого довольно сложно. К тому же и ликвификация (процесс 3) может быть индуцирована быстрой седиментацией, в том числе при миграции дюн или береговых валов, при изменениях уровня поверхностных и грунтовых вод или под действием штормовых волн (например [7]).

Указанные ограничения, вероятно, удалось преодолеть при изучении в 2004-2009 гг. деформационных тектур в поздне-послеледниковых отложениях юго-восточного Приладожья. Наиболее представительные разрезы с деформациями относятся к 5 основным местонахождениям (рис. 1): пос. Свирыстрой-2 (№ 1), в 8 км



Рис. 1. Местонахождение разрезов со Сви́рско-Оятскими сейсмитами.

1 – р. Свирь, пос. Свирыстрой-2; 2 – р. Свирь, ниже г. Лодейное поле; 3 – р. Свирь, ниже ур. Кирпичный Завод; 4 – р. Свирь, ур. Калач; 5 – р. Оять, дер. Чёгла.

ниже г. Лодейное Поле (№ 2), ниже ур. Кирпичный Завод (№ 3), ур. Калач (№ 4) и на р. Оять у д. Чёгла (№ 5), то есть на протяжении более 50 км. Они характеризуются несколькими принципиальными особенностями: (1) деформационные тектуры образуют закономерные сочетания – ансамбли или парагенезы, повторяющиеся от разреза к разрезу на одном и том же стратиграфическом уровне на различных высотных отметках в различных зонах седиментации ладожского палеобассейна; (2) ведущими процессами деформаций являются ликвификация/флюидизация рыхлых водонасыщенных осадков и подводно-оползневые явления с финальным растрескиванием уплотнившихся и частично обезвоженных осадков, причем «хрупкие» деформации в виде трещин, инъективных и нептунических даек секут все остальные; (3) деформации имеют весьма широкий



ареал распространения, и вместе с тем не наблюдаются в аналогичных по строению разрезах вне пределов юго-восточного сектора побережья Ладожского озера. Сравнение с опубликованными данными о воздействии землетрясений на рыхлые осадки, а также последовательное исключение возможных спусковых механизмов образования деформаций привели нас к выводу об их сейсмогенном происхождении в ходе сейсмического события, названного по стратотипической местности Свирско-Оятским [8].

**Геологический контекст.** В целом, поздне-последлениковская толща юго-восточного Приладожья имеет 3-членное строение: две бассейновые алевропесчаные пачки разделены слоем торфа или погребенной почвой. Нижняя пачка характеризуется позднеледниковыми и раннеголоценовыми пыльцевыми спектрами; по органическому детриту из нее получены 9  $^{14}\text{C}$ -датировок в интервале от 11,8 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. до 9,0-8,8 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. Ее образование связано, вероятно, с возникновением в позднеледниковые стока из Онежского озера по р. Свирь и раннеголоценовой трансгрессией Ладожского озера [6]. Завершение этой трансгрессии фиксируется регионально-распространенным торфяником, который начал формироваться, в зависимости от высотных отметок, в бореальное, или, чаще, в атлантическое время. Местами торф латерально замещается погребенными почвами. Кровля торфа и погребенных почв с размывом перекрыта отложениями позднеголоценовой ладожской трансгрессии – верхней бассейновой пачкой. Ладожская трансгрессия началась около 5,0 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. и достигла максимума – приблизительно 16 м абс. высоты против современных 5 м около 3,0-2,8 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н. [9]. Изученные деформационные текстуры развиты во всей нижней бассейновой пачке и в основании отложений позднеголоценовой ладожской трансгрессии; иногда их удается фиксировать и в погребенных почвах.

**Разнообразие деформационных текстур.** Среди них обнаружены текстуры едва ли не всех известных морфогенетических категорий: *конволютная слоистость*, *следы нагрузки*, *водоотводные выступы*, *связные* (рис. 2 б) и *несвязные псевдонодулы* (рис. 2 а) – изолированные массы осадка различной морфологии, сохра-

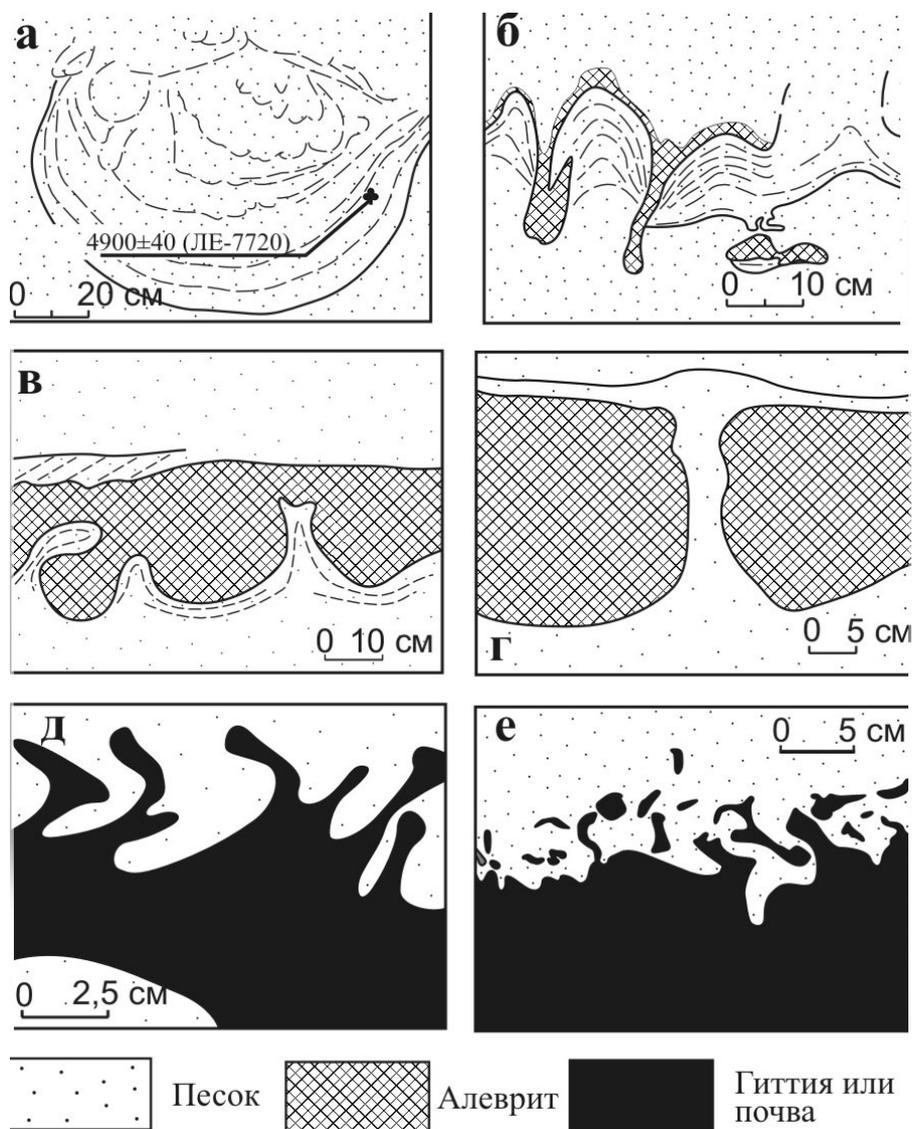


Рис. 2. Деформационные структуры (пояснения см. в тексте).

нившие или не сохранившие в ходе деформации связь с исходным геологическим телом, *пластические интрузии* (рис. 2 в), в том числе *песчаные вулканы* (рис. 2 г) и *текстуры в виде язычков пламени* иногда с характерным s-образным изгибом (рис. 2 д) или диспергированием в капли и брызги (рис. 2 е), *инъективные кластические дайки* и *силлы* (рис. 3 в), *нептунические дайки* (рис. 3 б), *пологие разрывы*, переходящие в *пологие надвиги* (рис. 3 г), *гомогениты*, *неконформные поверхности* и *текстуры разрушения/перемыва осадков*, а также сравнительно редкие нептунические дайки с флагообразным выбросом в устье, который вдаётся в подошву вышележащих отложений (рис. 3 а). Идентичные деформации были описаны [10] как *явление затягивания* («draw-in») в результате 2-стадийного развития сейсмически индуцированной ликвифакции в условиях комбинации сжатие–растяжение.

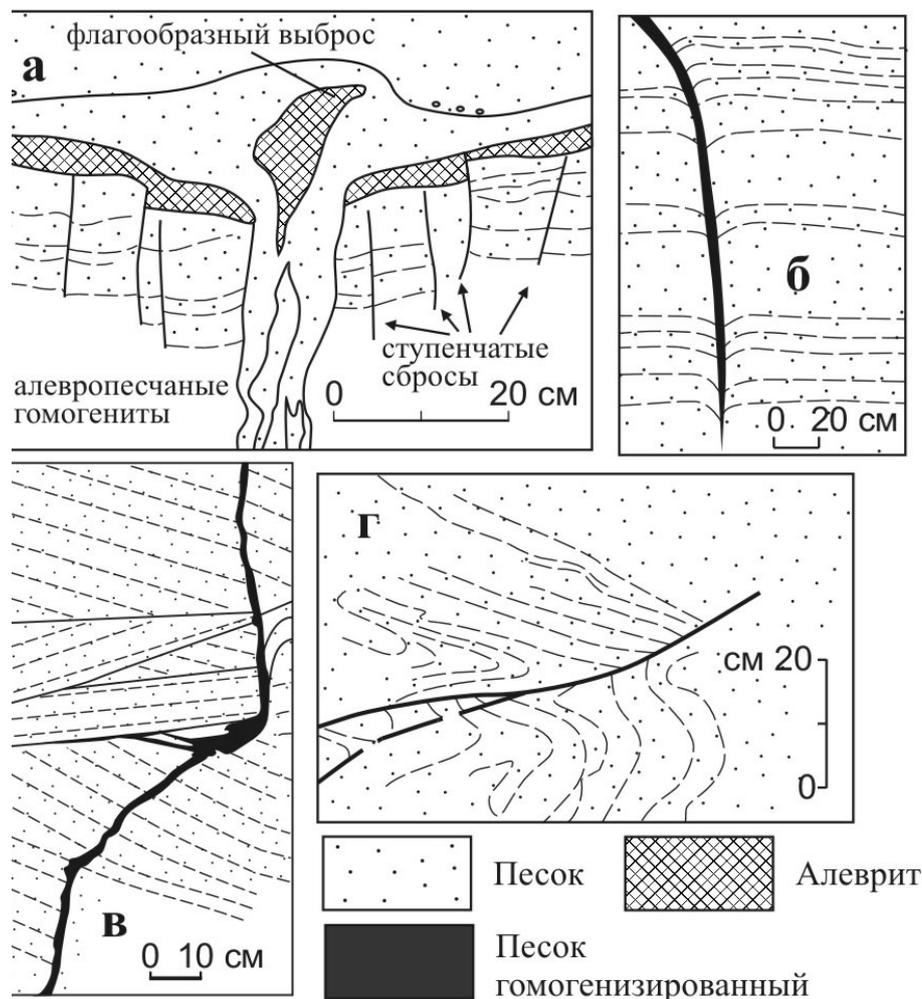


Рис. 3. Деформационные структуры (пояснения см. в тексте).

**Идентификация палеосейсмического события** осуществлялась методом последовательного исключения всех возможных спусковых механизмов, в пользу наиболее вероятного. Легко удастся исключить такие триггеры, как быстрая седиментация (продвижение дюн, береговых валов) и действие штормовых волн. Судя по данным моделирования, быстрая седиментация, при которой отлагается слой мощностью  $h$ , может вызвать полную ликвифакцию нижележащего осадка на глубину  $0,7 h$  [7]. Отсюда следует, что данный триггер не годится для объяснения ликвифакции осадков мощностью до 1,5 м, выше которых по разрезу лежит не более 1 м песков ладожской трансгрессии (ур. Калач, № 4) или всего 0,3–0,5 м, как в разрезах на р. Оять у дер. Чёгла (№ 5). Действие штормовых волн удастся исключить, фиксируя деформации на различных высотных отметках, то есть с различной глубиной ладожского палеобассейна и на разном удалении от его береговой линии. Подводно-оползневые текстуры, маркируемые пологим разрывами, (гравитационная неустойчивость на палеосклонах), прослежены на протяжении 8 км вдоль р. Свирь, где высотные отметки подошвы деформированной пачки изменяются всего на 1,5 м. Это значит, что без внешнего воздействия здесь могли развиваться только локальные оползни, тогда как они наблюдаются на обширных пространствах в одной и той же стратиграфической позиции. Поэтому, учитывая присутствие в разрезах текстур затягивания и крупных рулонных псевдонодулей,

2-стадийное развитие деформаций, пластических на первом этапе и «хрупких» на втором, сейсмическую индукцию процессов ликвифакции и оползней приходится признать наиболее вероятной.

**Параметризация события.** Определение возраста деформационных текстур производилось стратиграфическими методами – по взаимоотношению с секвенциями, хронология которых обоснована [6, 9], а также на основе  $^{14}\text{C}$ -датирования. По органическим материалам непосредственно из деформированных отложений в лабораториях НИИ географии СПбГУ и ИИМК РАН были получены 13  $^{14}\text{C}$ -датировок. Установлено, что Свирско-Оятское палеосейсмическое событие произошло в интервале от 4,5 до 2,0 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н., скорее всего во время максимума позднеголоценовой ладожской трансгрессии около 3,0–2,7 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н.

Интенсивность сотрясений в ходе события была определена по характеру и размерам деформаций, вызванных явлениями ликвифакции согласно критериям, предложенным в Европейских макросейсмических шкалах EMS-1992 [11] и EMS-98 [12] и шкале INQUA [13]. Судя по нашим оценкам, Свирско-Оятское событие проявилось в 35-километровой области как минимум с 8, а в 50-километровой – как минимум с 6-балльной интенсивностью (MSK-64). Судя по отсутствию признаков затухания деформаций на протяжении более 50 км, минимальная дистанция от эпицентра события, на котором проявились явления ликвифакции, заведомо больше 25 км и составляет, вероятно, не менее 50 км. В таком предположении можно использовать эмпирические зависимости эпицентральных расстояний, на которых проявляется ликвифакция, от магнитуд землетрясений (см., например, [14]). Однако эти зависимости обнаруживают значительный разброс из-за региональных или локальных особенностей распространения сейсмических волн и реакции грунтов на сейсмическое воздействие. Поэтому их применение в условиях Приладожья является пока преждевременным. Тем не менее, очевидно, что магнитуда Свирско-Оятского события превышала 6,0.

Вряд ли следует связывать Свирско-Оятское событие с удаленной на 150 км Ладожской сейсмогенной структурой А.Д. Лукашова [4]. Поэтому эпицентральною область и сейсмогенерирующую структуру, вероятно, следует искать на южном продолжении восточной границы Пашско-Ладожского грабена (авлакогена). В нижнем течении р. Оять, возможно, существует послепозднедевонский разрыв запад-северо-западного простирания. Его идентификация затруднена вследствие срезания венд-кембрийских образований подошвой девонских, углового несогласия и наследования грабена глубокой (более 100 м) дочетвертичной палеодолиной. Тем не менее, судя по результатам микросейсмических наблюдений ГАО РАН в июле 2010 г. в районе гипотетической очаговой зоны на р. Оять имеется некоторая эндогенная микросейсмическая активность.

Свирско-Оятское событие произошло на фоне развития позднеголоценовой ладожской трансгрессии, когда уровень озера по сравнению с предшествующим повысился приблизительно на 10 м. Поэтому скорее всего это триггерное событие, которое было вызвано увеличением статической нагрузки от водной массы и привело к снятию эндогенного тектонического напряжения по одному из разрывов в структуре Пашско-Ладожского грабена. В пользу триггерной гипотезы свидетельствуют и условия возникновения землетрясения 31.VII.2010 г. у острова Валаам – ему предшествовала сейша на Ладожском озере [1].

Свирско-Оятское событие, в случае его корректной идентификации и параметризации, обладает рядом особенностей: оно проявилось в области с преобладанием нисходящих современных движений, значительным возрастом дегляциации и в пределах распространения венд-палеозойских образований. Эти особенности в очередной раз демонстрируют недостаточность гляциосеймотектонической модели для объяснения сейсмичности Приладожья и Карелии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ассиновская Б.А., Карпинский В.В., Недошвин С.А. Необычное землетрясение 31 июля 2010 г. в Ладожском озере // Геориск. – 2011. В печати.
2. Никонов А.А. Восточно-Ладожское землетрясение 30 ноября 1921 года // Физика Земли. – 2005. – № 7.
3. Ассиновская Б.А., Верзилин Н.Н., Карпинский В.В., Тронин А.А. Сейсмогеологическое исследование очаговой зоны исторического землетрясения 13 мая 1902 года на северном берегу оз. Суходольское // Вестн. СПбГУ. – Сер. 7. – 2010. – Вып. 1.
4. Лукашов А.Д. Геодинамика новейшего времени / Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. – Петрозаводск, 2004.
5. Верзилин Н.Н., Севастьянов Д.В. Следы голоценовых землетрясений в Приладожье // Докл. РАН. – 2001. – Т. 381. – № 2.
6. Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В. История Ладожского озера по результатам изучения береговых образований: новые данные и противоречия // Отечественная геоморфология: настоящее, прошлое, будущее. Мат. XXX Пленума Геоморфологической комиссии РАН, 15-20 сентября 2008 г., СПб. – СПб., 2008.
7. Moretti M. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle – late Pleistocene Aeolian deposits (Apulian foreland, Southern Italy) // Sedimentary Geology. – 2000. – V. 135.
8. Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В. Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. Принципы исследования и деформационные текстуры // Вестник СПбГУ. – Сер. 7. – 2009. – Вып. 1.

9. Шитов М.В. Голоценовые трансгрессии Ладожского озера. Автореф. канд. дисс. – СПб, 2007.
10. Takahama N., Otsuka Y., Brahmantyo B. A new phenomenon in ancient liquefaction – the draw-in process, its final stage // *Sedimentary Geology*. – 2000. – V. 135.
11. Tertulliani A. Seismogeological effects and macroseismic fields // *Terra Nova*. – 1996. – V. 8. – № 4.
12. European Macroseismic Scale / Ed. by G. Grünthal / *Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie*. – Luxembourg. – 1998. – V. 15.
13. Michetti A.M., Audermard F.A., Marco S. Future trends in paleoseismology: Integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses // *Tectonophysics*. – 2005. – V. 408.
14. Wang C.-Y., Wong A., Dreger D.S., Manga M. Liquefaction limit during earthquakes and underground explosions: implications on ground-motion attenuation // *Bull. of the seismological society of America*. – 2006. – V. 96. – № 1.

### ДЕТАЛЬНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ИЗМЕНЕНИЯ ПАЛЕОСРЕДЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА БЕЛОГО МОРЯ В ПОЗДНЕЗААЛЬСКОЕ-ЭЕМСКОЕ ВРЕМЯ

Талденкова Е.Е.<sup>1</sup>, Баух Х.А.<sup>2</sup>, Степанова А.Ю.<sup>3</sup>, Овсепян Я.С.<sup>4</sup>, Руденко О.В.<sup>5</sup>, Погодина И.А.<sup>6</sup>, Николаев С.Д.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет, географический факультет, Москва, [etaldenkova@mail.ru](mailto:etaldenkova@mail.ru)

<sup>2</sup> Академия Майнца/ИФМ-ГЕОМАР, Киль, Германия

<sup>3</sup> Палеонтологический институт РАН, Москва

<sup>4</sup> Московский государственный университет, геологический факультет, Москва

<sup>5</sup> Орловский государственный университет, факультет естественных наук, Орел

<sup>6</sup> Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск

### HIGH-RESOLUTION RECONSTRUCTION OF LATE SAALIAN-EARLY EEMIAN ENVIRONMENTAL CHANGES IN THE NORTEASTERN WHITE SEA REGION

Taldenkova E.E.<sup>1</sup>, Bauch H.A.<sup>2</sup>, Stepanova A.Yu.<sup>3</sup>, Ovsepyan Ya.S.<sup>4</sup>, Rudenko O.V.<sup>5</sup>, Pogodina I.A.<sup>6</sup>, Nikolaev S.D.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow

<sup>2</sup> Mainz Academy/IFM-GEOMAR, Kiel, Germany

<sup>3</sup> Paleontological Institute RAS, Moscow

<sup>4</sup> Moscow State University, Geological Faculty, Moscow

<sup>5</sup> Orel State University, Natural Science Faculty, Orel

<sup>6</sup> Murmansk Marine Biological Institute, Murmansk

In relation to the overall importance of detailed reconstruction of interglacial marine environments and water circulation pattern in subpolar and polar northern regions, the investigation is aimed at reconstructing past environmental changes and Atlantic-derived water inflows to the northern White Sea region during the Eemian (Boreal) transgression. In 2006 the 4.5 m thick marine sediment sequence directly overlying the Saalian (Moskavian) till in the Bychye section (Pyoza River, NW White Sea coast) was sampled for lithological, isotopic, palynological and microfossil assemblage studies with 5 cm intervals allowing for obtaining a new detailed record of past events. Lithological characteristics (weight percentage of >63 µm, counts of lithic grains in the fraction >2 mm) give evidence for the main features of sedimentation process and sea-ice cover extent. Fossil foraminifers and ostracods are studied in the size fraction >63 µm. Special concern is the relative percentage of the species indicative of Atlantic-derived water inflow, freshwater influence, sea-ice margin position. Here we present the first results of the ongoing investigations.

**Lithology.** The studied sediment section starts with marine clay overlying an undulating surface of reddish Saalian (Moskavian) till. Marine clay coarsens upwards into clayey silt and then to silty sand, being at the top overlain by cross-bedded fluvial sand as is clearly seen from the changes in weight percentage of the >63 µm fraction (fig. 1). The abundance of mineral grains >2 mm is high in the lowermost part of the section close to the contact with till. Marine sediments of the section contain abundant redeposited fossilized organic remains of Mesozoic (?) age, which might be originating from Triassic formations occurring in the upper reaches of the Pyoza River. Fig. 1 shows the occurrence of redeposited valves of ancient ostracods that is high in the lower and upper parts of the section. In the basal interval these redeposited valves could have been introduced due to erosion of the underlying till together with other fossil remains and abundant red till clasts, whereas in the upper part of the section they rather reflect enhanced erosional activity of the Pyoza River.

**Taxonomic diversity and abundance of microfossils.** Taxonomic diversity of foraminifers is relatively high throughout the section, but the abundance increases from low values observed in marine clays to maximum values in

silty sands and sharply decreases in the topmost sands close to the contact with overlying fluvial beds (fig.1). Ostracods are rare in the lower part of the sequence, but reach high abundance and diversity in the upper 1 m of sands (fig. 1).

**Ostracods.** Two major assemblages of fossil ostracods can be so far established in the Bychye sediment section – the cold Arctic mid-outer shelf assemblage of the major part of the core from the base to 180 cm, and the upper assemblage with growing representation of the warmer subarctic shallow-water species. The few ostracod valves found in the lower part of the core belong to the Arctic normal marine species *Normanicythere leioderma*, which mainly occurs at depths less than 50 m. Close to the upper boundary of marine clays at the depth of 350 cm the more diverse assemblage is distinguished. This is dominated by the Arctic shallow-water marine species *Elofsonella concinna*, *Cytheropteron elaei*, and *Acanthocythereis dunelmensis*, as well as euryhaline species *Heterocyprideis sorbyana* indicative of middle shelf environments. Upwards, in the sample from the depth of 315 cm, relatively deep-water marine Arctic taxa *Krithe glacialis* and *Rabilimis mirabilis* appear in the sediments, which are usually found at middle-outer shelf and upper continental slope. The Arctic shelf assemblage persists between 315 and 180 cm and, although relatively deep-water species disappear, it becomes more taxonomically diverse due to the introduction of some other Arctic mid-outer shelf species such as *Cluthia cluthae*, *Sarsicytheridea punctillata*, *S. bradii*, *Palmenella limicola*, *Robertsonites tuberculatus*. The most taxonomically diverse and abundant assemblage found in the upper part of the core consists of marine Arctic taxa (*S. bradii*, *S. punctillata*, *E. concinna*, *R. tuberculatus*, *Cytheropteron latissimum*) and subarctic shallow-water marine species (*Finmarchinella finmarchica*, *Patagonacythere dubia*, *Cythere lutea*, *Hemicytherura clathrata*, *Semicytherura undata*, *Hemicythere villosa*). These subarctic shallow-water species

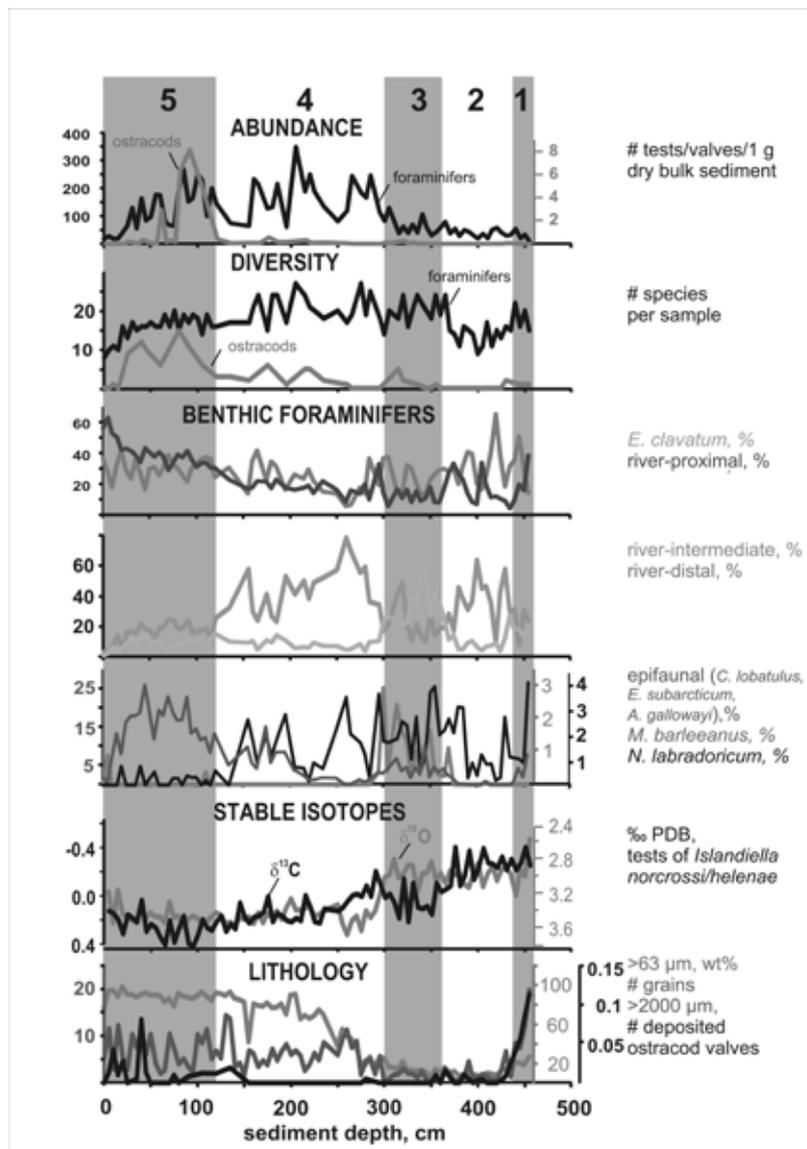


Fig. 1. Lithology, microfossils and stable isotope composition of carbonate foraminiferal tests from Late Saalian-Eemian marine sediments in the studied Bychye section. Shading shows the boundaries of the established ecozones.

characteristic for the Baltic Sea [1] have not been recorded by us in the high Arctic Kara and Laptev seas [2, 3]. In some samples from the upper 100 cm of the section they dominate over Arctic species thus reflecting shallowing of the basin and summer water temperature rise.

*Benthic foraminifers* demonstrate distinct changes in the percentage of several ecological groups distinguished in the arctic seas in relation to river runoff influence [4] (fig. 1). The most abundant is the group of *river-distal species* largely represented by *Islandiella norcrossi/helenae* and *I. islandica* with an admixture of *Melonis barleeanus* in the interval 300-360 cm, and *Cibicides lobatulus* and *Astronion gallowayi* in the upper part. *I. norcrossi/helenae* is by far the most abundant species in the majority of samples with the highest values in the middle part of the sequence indicating high seasonal productivity in the sea ice-marginal zone. The upward growing abundance of *C. lobatulus* and *A. gallowayi* points to more active hydrodynamic regime [4]. The second abundant group of foraminifers is the *opportunistic arctic species Elphidium clavatum*. It has the highest abundance in the basal part of marine clays right above the moraine thus indicating the harsh fluviially-affected environment of the earliest stage of inundation with turbid waters, high sedimentation rates and heavy seasonal sea-ice cover. This reconstruction is further supported by the high percentage of *river-proximal species* in the same part of the sequence. This latter group of species largely represented by *Elphidium incertum*, *Elphidiella groenlandica*, *E. arctica*, *Haynesina orbiculare*, *Buccella frigida* has the lowest abundance in marine clays and then gradually increases upwards following the decrease in water depth and growing fluvial influence. Also, together with *E. clavatum* it is abundant in the lowermost 15 cm of sediments overlying the till thus supporting the interpretation of a fluviially-affected environment during the short period of initial inundation. The highest abundance of the group of *river-intermediate species* in the upper part of marine clays (300-360 cm) is mainly due to the arctic species *Cassidulina reniforme*. This species often accompanies *E. clavatum* in the cold water arctic settings [4]. Another river-intermediate species *Nonion labradoricum* has a coincident peak at 300-360 cm and shows the highest abundance between 100 and 200 cm. This species in the Arctic seas is regarded as a good indicator of the areas with increased seasonal productivity in sea-ice marginal zones located distant from river mouths [4]. Similar environmental preferences are characteristic for another species from this group, *Trifarina fluens*, but it is also known to occupy more shallow regions immediately distanced from the estuaries [4]. Correspondingly, in the studied Bychye section it occurs from 280 cm upwards (fig. 1). *Elphidium subarcticum*, which also belongs to the group of river-intermediate species, has higher abundance in the upper coarser-grained sediments. Together with *Cibicides* spp. and *A. gallowayi* it represents a group of epifaunal species having an attached mode of life which prefer hydrodynamically active bottom water environment. Their highest representation in the sediment sequence correlates with the upper 1 m of sands being likely caused by decreasing water depth and growing wave activity in the coastal zone (fig. 1).

*Stable isotopes*. Stable isotope composition of calcareous tests of benthic foraminifers *I. norcrossi/helenae* was measured in Bremen University. Oxygen isotopic record clearly demonstrates a considerable admixture of freshwater fraction probably due to meltwater input until about 300 cm, when a sharp increase of the values occurs manifesting growing influence of marine water (fig. 1). However, bottom water salinity was hardly lower than 30 even in the earlier stage of inundation as is evidenced by the taxonomic composition of microfossils. Thus, there should be a strong water stratification in the basin prior to 300 cm.

*Ecozones*. The observed changes in sediment lithology and composition of microfossils allow us to provisionally subdivide the section into 5 ecozones reflecting certain environmental changes during the existence of the late Saalian – early Eemian marine basin on the studied territory (fig. 1). This succession of ecozones is rather similar to the one previously established in the section located several kilometers upstream [5]. *Ecozone 1* (440-455 cm) corresponds to the earliest stage of inundation. Composition of microfossils suggests it was a cold Arctic coastal environment probably with turbid waters, high sedimentation rates and heavy seasonal sea-ice cover. Pollen data give evidence for predominance of treeless periglacial landscapes and suggest the late Saalian age of this part of the section. *Ecozone 2* (360-440 cm) reflects relative deepening of the shelf basin as suggested by the high percentage of river-distal foraminifers. Their species composition indicates bottom water salinities above 30 and less heavy seasonal sea-ice cover. Both, ostracodal and foraminiferal assemblages strongly reflect assemblages occurring in the mid-shelf regions of the Laptev and Kara seas [4, 2, 3, 6]. Based on the introduction of *Corylus* pollen the age of the sediments is regarded as early Eemian. *Ecozone 3* (300-360 cm) possibly reflects the maximum deepening of the basin in the course of flooding as this is the interval where the relatively deep-water species *M. barleeanus* reaches highest relative abundance (fig. 1). In the modern Arctic seas it is restricted to troughs and upper continental slope areas [4]. Also, the relatively deep-water Arctic ostracods *K. glacialis* and *R. mirabilis* are found only in this part of the section. At the same time, the peak of *N. labradoricum*, *C. reniforme*, as well as the growing taxonomic diversity of foraminifers and ostracods give evidence for warmer surface water conditions and decreasing seasonal sea-ice cover. Climate amelioration is also supported by the increasing representation of broad-leaved species in the composition of pollen. However, it is difficult to say whether the observed changes are due to enhanced influence of Atlantic water, since no species which are commonly regarded as indicators of Atlantic water inflow like benthic foraminifer *Cassidulina neoteretis* or planktic foraminifers, have been so far found in the sediments of the studied Bychye section. Marine environment

of this ecozone resembles the Arctic outer shelf conditions with normal marine bottom water salinity (higher than 30-32‰) and restricted seasonal sea-ice cover. *Ecozone 4* (120-300 cm) corresponds to the shallowing of the basin due to the glacial rebound as seen from the sharply growing sand fraction content, gradually decreasing percentage of river-distal and increase of river-proximal foraminifers, and introduction of shallow-water species among both groups of microfossils which are absent in the underlying beds. Similar changes occur among mollusks, in this interval the cold-water Arctic species are replaced by more diverse shallow-water subarctic forms including *Arctica islandica*. *Ecozone 5* (0-120 cm) represents a fluviially-affected shallow-water nearshore environment which is supported by 80-90 wt% of sand fraction, abundance of river-proximal species, and high relative abundance of epifaunal foraminifers indicative of hydrodynamically active bottom waters. However, the bottom water salinity probably remained close to 30‰ as evidenced by up to 40% percentage representation of river-distal and river-intermediate foraminifers and the presence of Arctic mid-outer shelf ostracods. In the uppermost 10-20 cm of sediments closer to the contact with fluvial sands marine microfossils almost disappear.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 08-05-00849 и 11-05-01091) и проектов поддержки российско-немецкой лаборатории по морским и полярным исследованиям им. О.Ю. Шмидта.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Frenzel P., Keyser D., Viehberg F.A. An illustrated key and (paleo)ecological primer for Postglacial to Recent Ostracoda (Crustacea) of the Baltic Sea // *Boreas*. – 2010. – V. 39. – № 3. – P. 567-575.
2. Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A. Recent Ostracoda of the Laptev Sea (Arctic Siberia): taxonomic composition and some environmental implications // *Marine Micropaleontology*. – 2003. – V. 48. – № 1-2. – P. 23-48.
3. Stepanova A., Taldenkova E., Simstich J., Bauch H.A. Comparison study of the modern ostracod associations in the Kara and Laptev seas: Ecological aspects // *Marine Micropaleontology*. – 2007. – V. 63. – P. 111-142.
4. Polyak L., Korsun S., Febo L., Stanovoy V., Khusid T., Hald M., Paulsen B.E., Lubinski D.A. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river-influenced arctic marine environment// *J. of Foraminiferal Research*. – 2002. – V. 32. – № 3. – P. 252-273.
5. Grøsfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M.-S., Glaister C. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia // *Boreas*. – 2006. – V. 35. P. 493-520.
6. Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A., Strezh A., Dem`yankov S., Ovsepyan Ya. Postglacial to Holocene history of the Laptev Sea continental margin: paleoenvironmental implications of benthic assemblages // *Quaternary International*. – 2008. – V. 183. – P. 40-60.

### ПОТОКИ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В ЗАЛИВЕ ГРЕН-ФЬОРД

Тарасов Г.А.

*Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, tarasov@mmbi.info*

### THE FLUXES OF THE SEDIMENTARY MATTER IN THE GREN-FJORD BAY

Tarasov G.A.

*Murmansk Marine Biological Institute KSC RAS, Murmansk*

Известно, что четвертичный плащ рыхлых отложений Баренцева моря и обрамляющих берегов архипелагов и материковой суши повсеместно представлен комплексами ледниковых и ледниково-морских отложений [1, 2]. Расположение ледниковых осадочных образований (конечных, срединных, боковых морен, морен напора и других ледниковых форм) на шельфе арктических морей имеет локальный характер. В основном это сложно-чередующиеся выпукло-холмистые формы рельефа мощностью 40-80 м. Значительные площади гляциального шельфа заняты маломощными (до 20 м) осадочными образованиями водно-ледникового генезиса. В пределы шельфа выносятся со стоком подледниковых талых вод большая часть (50-60%) осадочного материала, содержащаяся в теле ледников. Это преимущественно тонкоиственный терригенный материал «ледниковое молоко». Как правило, крупные обломки пород ледник оставляет в материковой ложе. Осадочный материал пелитовой фракции поставляется в море преимущественно в летние месяцы, в период наиболее активного сокращения ледников. Соответственно на современном этапе развития арктических архипелагов за счет этого материала в узких и глубоководных заливах и фиордах происходит интенсивное накопление илистых ледниково-морских осадков. В связи с этим большой интерес представляет получение количественных данных об объеме осадочного материала, поступающего в море в каждый сезон года, хотя проведение таких исследований в полевых условиях сопряжено с определенными трудностями ввиду суровых погодных условий. Тем не менее нами в

течение нескольких последних лет получены данные о потоке осадочного вещества с использованием седиментологических ловушек в заливе Грен-фьорд на Западном Шпицбергене. На рисунке 1 показаны особенности концентрации осадочного взвешенного вещества в июне 2010 г., в период вскрытия речной системы и половодья. Как видно, отбор проб производился на двух горизонтах водного слоя (20 и 70 м) при глубине моря 82 м.

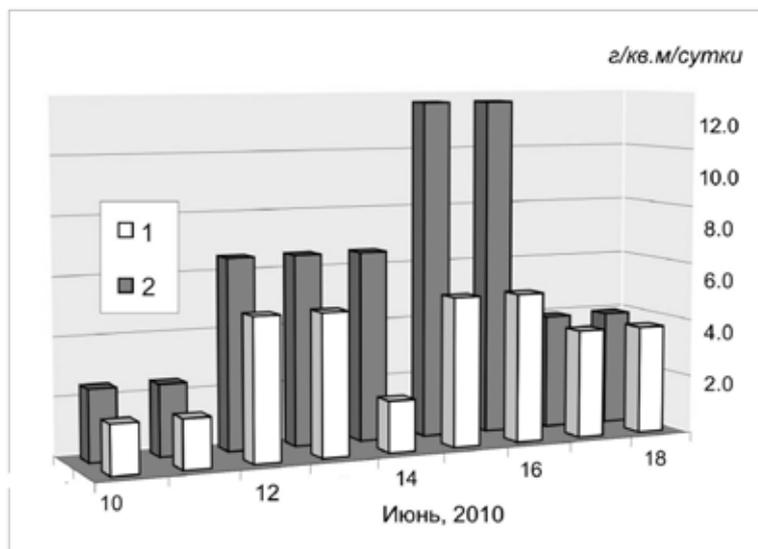


Рис.1. Содержание терригенного вещества в пробах взвеси из седиментологических ловушек в заливе Грен-фьорд. 1 – горизонт 20 м; 2 – горизонт 70 м.

Таблица 1. Содержание взвеси в пробах из седиментологических ловушек в заливе Грен-фьорд

	Дата	Горизонт водного слоя, м	Кол-во суток	Объем осадка, г	Объем прокал. осадка, г	Содержание терриг. частиц, %	Кол-во осадка, г/ку.м	Кол-во осадка, г/ку.м/сутки
1	24 -7.06.06	20	3	0.8405	0.7451	88.6	24.7131	8.2374
2	14.08.08	20	1	0.046	0.0105	22.8	0.3482	0.3482
3	14.08.08	70	1	0.2652	0.2103	79.3	6.9767	6.9767
4	16.08.08	20	2	0.0117	0.0251	21.4	0.8328	0.4162
5	16.08.08	70	2	0.0831	0.0058	7.0	0.1923	0.0961
6	18-19.08.09	20	1	0.0853	0.0716	83.9	2.3748	2.3748
7	19-22.08.09	20	3	0.2249	0.0198	88.1	6.5771	2.1923
8	12-22.08.09	60	10	1.3990	1.2100	86.4	40.1326	4.0132
9	11.06.10	20	2	1.6452	0.1018	6.2	3.3765	1.6882
10	11.06.10	70	2	0.2148	0.1477	68.8	4.8990	2.4494
11	13.06.10	20	2	0.3708	0.2935	79.2	9.7347	4.8673
12	13.06.10	70	2	0.4906	0.3946	80.4	13.0879	6.5439
13	14.06.10	20	1.17	0.1032	0.0620	60.1	2.0564	1.7576
14	16.06.10	20	2	0.3661	0.3093	84.5	10.2587	5.1293
15	16.06.10	70	2	0.7738	0.7020	90.7	23.2836	11.6418
16	01.07.10	20	15	1.8241	1.6892	92.6	56.0265	3.7351
17	01.07.10	70	15	1.9586	1.7858	91.2	59.2305	3.9487
18	25.08.10	70	3	0.7297	0.6318	86.6	20.9552	6.9851
19	25.08.10	70	3	0.8802	0.7982	90.7	26.4743	8.8248
20	27.08.10	70	2	0.4433	0.3785	85.4	12.5539	6.2769
21	28.08.10	70	0.92	0.1072	0.0703	65.6	2.3317	2.5344
22	29.08.10	70	1.8	0.1493	0.1107	74.1	3.6716	2.0398
23	31.08.10	70	2?	0.6287	0.5418	86.2	17.9701	8.9851
24	25-31.08.10	70	5.92	0.2229	0.1410	63.3	4.6766	0.7900



При этом ловушки находились в период наблюдений на заданной точке в прикутовой части залива (на траверзе ледника Альдегонда). Характерно, что в придонных ловушках количество осадочного вещества во всех заморах было больше, чем на горизонте 20 м. Это относится также к содержанию в пробах терригенных частиц по отношению к органической примеси. В отдельных пробах взвеси терригенные частицы составляли 80-92%.

Полученные данные по содержанию взвеси и осаждению осадочного вещества в летние месяцы в заливе Грен-фьорд показывают, что талые ледниковые воды выносят в залив в большом объеме осадочный материал (табл. 1). Как правило, метеорологические и океанологические факторы в летний сезон более спокойные. Соответственно, темп оседания осадочного вещества на дно происходит в режиме наиболее благоприятного истечения. Однако, наблюдается неравномерность седиментации взвешенного вещества на разных участках залива Грен-фьорд. Максимум аккумуляции происходит в устьевых зонах рек, а с удалением от участков влияния активных ледников темп осадконакопления заметно уменьшается. Кроме того, на характер фиордового седиментогенеза важную роль оказывают катастрофические процессы, связанные с внезапными прорывами талых ледниковых вод как из внутрiledниковых полостей, так и в результате внезапного прорыва подпрудных моренных озер.

Наблюдения, выполненные с июня по август, в период вскрытия речной системы, показывают, что на ход седиментологического цикла взвешенного минерального вещества в заливе определенное влияние оказывает метеорологическая и океанологическая обстановка местности. Водная взвесь в заливе не остается постоянной, и ее концентрация определяется многими природными факторами (удаленностью от источников поступления, приливо-отливным режимом, направлением и силой ветрового спектра и другими условиями).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 10-05-00968а).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. – М.: Наука, 1984. – 176 с.
2. Тарасов Г.А. Современное ледовое и ледниково-морское осадконакопление в условиях Западного Шпицбергена // Арктика и Антарктика. Вып. 3 (37). – М.: Наука, 2005. – С. 50-55.

### КОМПЛЕКСЫ ФОРМ РЕЛЕФА МЁРТВОГО ЛЬДА

Татарников О.М.<sup>1</sup>, Карпукхина Н.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Псковский государственный университет, Псков

<sup>2</sup> Московский государственный университет, Москва, zemanata1@rambler.ru

### THE COMPLEX FORM OF RELIEF OF DEAD ICE

Tatarnikov O.M.<sup>1</sup>, Karpukhina N.V.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Pskov State University, Pskov

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow

При аккумуляции обломочного материала, вытаявающего на поверхности участков мёртвого льда, внутри его толщи, под ним или по его периферии образуются характерные группировки форм рельефа после окончательного таяния этого льда. Выявление подобных реликтовых комплексов рельефа таяния мёртвого льда внутри гляциопалеоландшафтов позволяет определить местоположение бывших участков мёртвого льда и, тем самым, более детально реконструировать характер динамики гляциоструктурных единиц (потоков, лопастей, языков) горных или покровных ледниковых систем в геологическом прошлом.

В существующих классификациях гляциального рельефа комплекс форм рельефа мёртвого льда обычно ограничивается набором флювиогляциальных и лимногляциальных образований (озы, камы), а также сопутствующими им котловинами (термо- и гляциокарстовые впадины). Иногда в состав этих комплексов включают формы рельефа, образующиеся на контакте мёртвого льда с окраинами вытаявших выступов коренного ложа (камовые террасы, камовые плато, зандровые конусы, флювиодельты). В то же время исследования показывают, что на участках достоверного существования мёртвого льда в областях современного горного и покровного оледенения флювио- и лимногляциальные формы рельефа занимают подчинённое значение и лишь осложняют основной фон разнообразного моренного рельефа, а иногда и совсем могут отсутствовать. Генезис комплексов подобного моренного рельефа, объединяемого в такие известные типологические характеристики как «холмисто-моренный рельеф», «холмисто-грядовый рельеф», «холмисто-котловинный моренный рельеф», «холмисто-решетчатый рельеф» и др., чаще всего трактуется как вытаявший слепок базальной или основной морены, особенности которого созданы ещё в условиях активного состояния ледниковых масс или же объясня-

ется механизмом статического выдавливания снизу вверх донной водонасыщенной морены в трещины и полости основания блоков мёртвого льда или между ними (Keller, 1952; Асеев, 1976; Басаликас, 1969). Значительно реже высказывается мнение об образовании таких моренных форм рельефа в результате заполнения пустот и полостей в теле мёртвого льда абляционной морены (Flint, 1942; Норре, 1952).

Формирование комплексов форм рельефа, определяемых как возникшие на месте таяния какого-либо участка мёртвого льда, рассматривается большинством исследователей как случайное явление. Именно, поэтому, распространение таких комплексов как в структуре палеоландшафтов, так и в размещении отдельных форм рельефа мёртвого льда внутри гляциальных комплексов рельефа, приписывается явлению беспорядочности и бессистемности. Между тем, такие представления исчезают, если толщу мёртвого льда рассматривать не как массив простого аморфного тающего вещества, содержащего какое-то количество, хаотично размещённого, обломочного материала, а как массив горной твёрдой породы, с присущими ей физическими и структурными геологическими свойствами, наследуемыми от трансгрессивного этапа развития ледниковой системы. С позиций категории «беспорядочность» и «упорядоченность» в отношении и самих комплексов рельефа мёртвого льда в системе гляциального рельефа, и отдельных форм рельефа мёртвого льда внутри комплексов рельефа мёртвого льда обретают системное содержание. В гляциальной геоморфологии вышеназванные категории понимаются как наличие или отсутствие определённой ориентировки отдельных форм или комплексов форм рельефа по отношению к направлению движения ледниковых масс или к положению ледникового края. В нашем случае предполагается статическое состояние ледниковых масс и, следовательно, динамическую причину наличия или отсутствия ориентировки форм рельефа или комплексов форм рельефа мёртвого льда следует искать в наследуемых особенностях структуры ледяной толщи мёртвого льда. Препарация деятельностью экзогенных процессов участков мёртвого льда с различной структурой их толщи в одних случаях придаёт формирующимся комплексам рельефа ориентировочный характер (радиальный или маргинальный), а в других – облик беспорядочного размещения форм рельефа на площади их распространения. В тоже время расположение зон омертвления, а, следовательно, и участков мёртвого льда, как правило, у окраин деградирующих ледниковых систем активного льда, обеспечивает общую линейно-поясную ориентировку для комплексов рельефа мёртвого льда, а чередование полей, массивов и полос гляциодепресссионных и ледораздельных типов мёртвого льда, обусловленное зависимостью динамики ледниковых масс от особенностей рельефа коренного ложа ледника, объясняет наследование этими комплексами рельефа общей для всех гляциальных комплексов рельефа радиально-секторальной закономерности в расположении на площади бывшего покровного оледенения.

Всё это позволяет конкретизировать суть, названных ранее, достаточно абстрактных типологических категорий гляциального рельефа, генезис которых увязывается с таянием мёртвого льда, выявить парагенетические ряды формам рельефа, образующиеся при таянии мёртвого льда разного типа и разной мощности, а также на разных стадиях этого таяния и наметить пути классификации гляциоморфологических комплексов рельефа таяния мёртвого льда, подразделяя последние на три основные группы (Татарников, 1999):

1. Гляциоморфологические комплексы форм рельефа, образование и размещение которых контролируется, главным образом, структурными особенностями ледяной толщи мёртвого льда, то есть, абляционно – структурный рельеф таяния мёртвого льда (грядово-котловинный рельеф ребристой морены, грядово-котловинный рельеф линейной дезинтеграции, грядово-холмисто-котловинный рельеф звонцевых комплексов).

2. Гляциоморфологические комплексы форм рельефа, образование и размещение которых определяется особенностями деятельности экзогенных процессов в ходе таяния участка мёртвого льда, то есть абляционно-водноледниковый рельеф таяния мёртвого льда (кольцевидные гряды, холмы прерий, гряды заполнители ледниковых трещин, озы, камы, котловины и впадины; ложбины стока талых вод).

3. Гляциоморфологические комплексы зон контакта морфолитосистемы мёртвого льда с морфолитосистемами активного льда и перигляциальной области (лунчатые зандры, валы отчленения, камовые террасы, лимногляциальные увалы, лимноозы).

Стоит отметить, что гляциоморфологические комплексы рельефа таяния мёртвого льда всех трёх групп могут быть образованы формами рельефа как прямого, так и инверсионного типов, однако, в составе комплексов второй и третьей групп доля участия инверсионных форм рельефа больше.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Keller G. Beitrag zur Flage Oser and kames. – Eiszeitalter und Gegenwart, 1952. – Bd. 2.
2. Асеев А.А., Маккавеев А.И. Классификация ледникового рельефа покровного оледенения // Геоморфология. – 1982. – № 4. – С. 23-29.
3. Басаликас А.Б. Разнообразие рельефа ледниковой аккумулятивной области. – Материковое оледенение и ледниковый морфогенез. – Вильнюс: Минтис, 1969. – С. 65-154.
4. Flint R. F. Glacier thinning during deglaciations // Amer. Journ. of Science. – 1942. – V. 240. – № 2. –Р. 113-136.
5. Норре G. Hummocky moraine regions with special reference to interior of Norrbotten // Geogr. Ann. – 1952 – 34 p.
6. Татарников О. М. Морфолитогенез в условиях таяния мертвого льда. Автореферат дисс. ... док. географ. наук. – М.: МГУ, 1999. – 31 с.

**«ВОДОРАЗДЕЛЬНЫЕ ГАЛЕЧНИКИ» ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА:  
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗМОЖНЫЕ МОДЕЛИ ИХ ГЕНЕЗИСА**

**Терехов Е.Н., Балувев А.С., Зыков Д.С.**

*Геологический институт РАН, Москва, tereh@ilran.ru*

**«WATERSHED PEBBLES» IN THE EASTERN PART OF THE KOLA PENINSULA:  
TECTONIC SETTING AND POSSIBLE MODELS THEIR GENESIS**

**Terekhov E.N., Baluev A.S., Zykov D.S.**

*Geological Institute RAS, Moscow*

Природа галечно-песчаных образований с примесью валунного материала, которые расположены на высотах 100-300 м от современного уреза водотоков, является весьма дискуссионной. Термин «водораздельные галечники» довольно распространен в Восточной Сибири [1, 2] а в последние годы и в ЮЗ Африке. Именно с ними связаны первые находки алмаза в Якутии [3].

Подобные рыхлые отложения наблюдались нами в районе мыса Коровий рог, расположенного к юго-востоку от п-ова Святой Нос (СВ часть Кольского п-ова). Эти отложения с явным несогласием залегают на гранито-гнейсах Мурманского блока на абсолютных высотах около 100 м. Кристаллические породы образуют сложный изрезанный рельеф с многочисленными каньонами и каменными развалами, а указанные осадочные образования слагают валоподобное тело с плоской субгоризонтальной поверхностью. Мощность этих осадков превышает первые десятки метров, и они заполняют все неровности весьма расчлененного рельефа. Современный водоток разрезает галечно-песчаную грядку, причем в верховьях этого ручья, сохранились конечные гряды последнего горно-равнинного ледника. При дешифрировании детальных КС данная гряда хорошо выделяется благодаря ровному и белесому фотону и прослеживается на ЮВ, вплоть до характерного изгиба р. Поной, а далее, по простиранию этой структуры, расположена гряда Дальние или Терские Кейвы (рис. вставка). Её длина более 200 км и в виде возвышенности она протягивается до р-на оз. Кица на южном берегу Кольского полуострова. Однако и дальше эта структура прослеживается в виде линейной зоны до полуострова Турий мыс. Общепризнано, что природа гряды Дальние Кейвы обязана своим происхождению леднику, чаще считается, что это конечная морена Скандинавского, или Центрально-Кольского ледника [4], реже, что это боковая морена Новоземельского или Карского ледника [5]. Подобные дугообразные гряды, параллельные краю Балтийского щита известны в южной Финляндии, где они также рассматриваются, как конечные ледниковые морены. Считается, что эти гряды приурочены к разломам фундамента, но доказательства этого, труднодоступны из-за закрытости территории наносами.

Гряда, сложенная «водораздельными галечниками» в районе мыса Коровий Рог, является миниатюрной копией гигантской гряды Дальних Кейв, и поэтому на её примере легче расшифровать её тектоническое положение и геологическую природу.

Изученное поле развития «водораздельных галечников» с двух сторон ограничено крутыми тектоническими зонами с различными структурно-вещественными особенностями (рис.). К северо-востоку расположена широкая полоса (до 600 м) катаклазитов – дробленных и обохренных пород с редкими жилами молочно-серого (низкотемпературного) кварца. Юго-западнее тектоническая зона не столь очевидна, так как представлена серией кулисо-сообщающихся (пулл-аппарты) озер и глубоких ущелий. Эта разломная зона продолжается на СЗ и подходит к заливу Святого Носа, ограничивая одноименный мыс и полуостров с юго-запада. Судя по наличию оползней в склоновых лугах залива и зафиксированному эпицентру землетрясения [6] в акватории залива эта тектоническая зона является активной и в настоящее время. Таким образом, полуостров Святой Нос морфоструктурно представляет собой современный горст. По водоразделу полуострова Святой Нос развита древняя поверхность выравнивания, которая присыпана тонким слоем донной морены, вероятно, последнего оледенения. Эта поверхность расположена на высоте до 100 м над уровнем моря и полого опускается к северо-западу. Помимо гранито-гнейсов, которые широко представлены в коренных обнажениях этого района, в морене, покрывающей поверхность выравнивания, встречаются многочисленные обломки рифейских алевролитов. На наш взгляд, этот факт очень важен для объяснения характера неотектонических движений. Алевролиты рифейского возраста в коренном залегании в изученном районе встречаются к западу от полуострова Святой Нос и приурочены к современной депрессии залива Святой Нос, поэтому они опущены по сравнению с поверхностью выравнивания, где встречаются их обломки на глубину до 100 м. Залив Святого Носа в морфоструктуре представляет из себя асимметричный грабен с крутым северо-восточным крылом и пологим юго-западным. Наличие обломков рифейских алевролитов в морене, перекрывающей высокоподнятую поверхность выравни-

нивания, свидетельствует, что опускание этого грабена и (или) соответственно подъем горста полуострова Святой Нос, вероятно прошло уже после последнего площадного оледенения (10-6 тыс. л. н.). На окончании этого мыса расположен «святоносский сувой». Это одно из самых опасных мест в регионе для каботажного плавания, так как здесь сходятся теплое Мурманское течение (ветвь Гольфстрима) и мощные холодные встречные потоки из Белого моря. Форма мыса Святой Нос отражена и в изогипсах глубин моря на расстояние более чем 20 км, что указывает на то, что эрозия не справляется с современными тектоническими подвижками. Мыс и полуостров Святой Нос не только являются географическими границами Белого и Баренцева морей, но и разделяет весьма различные биологические сообщества, характерные для этих морей. В этой связи интересен один любопытный факт. Так, в 50 км к западу от полуострова Святой Нос расположена Ивановская губа. В отличие от всех других фиордов и заливов Кольского полуострова простираение Ивановской губы не перпендикулярно контуру полуострова, а почти параллельно ему. Для этой структуры характерна асимметрия: крутой ограничитель с севера-востока и пологий юго-западный берег. Подобная асимметрия, характерная для большинства современных континентальных рифтовых зон, указывает на то, что важнейшим фактором существования этого фиорда является наличие полого современного разлома, наклоненного в сторону моря. Ивановская губа разделена по простираению тремя морскими порогами на участки с различной соленостью морской воды, поэтому она особенно интересна для биологов. Среди последних, распространено мнение, что по некоторым биологическим сообществам эта губа более напоминает Белое море и отличается от Баренцева моря. Поэтому предполагается, что существовал некий проход в Белое море. С геологической точки зрения это маловероятно. Но можно найти другое объяснение: ещё недавно, принципиального раздела в виде полуострова Святого Носа не было и биологические сообщества Белого моря распространялись западнее, возможно до естественного раздела в виде архипелага Семиостровье. Затем по мере роста и выдвигения к северо-западу полуострова Святой Нос ситуация с распределением биологических сообществ, стала меняться и достигла современной. В Ивановской губе, благодаря наличию морских порогов сохранились эндемичные биологические сообщества Белого моря. Всё вышесказанное указывает на современную тектоническую активность всего массива полуострова Святой Нос и участка развития «водораздельных галечников» района Мыса Коровий Рог, которую соответственно можно интерполировать и на всю гряду Дальние Кейвы (рис. 1).

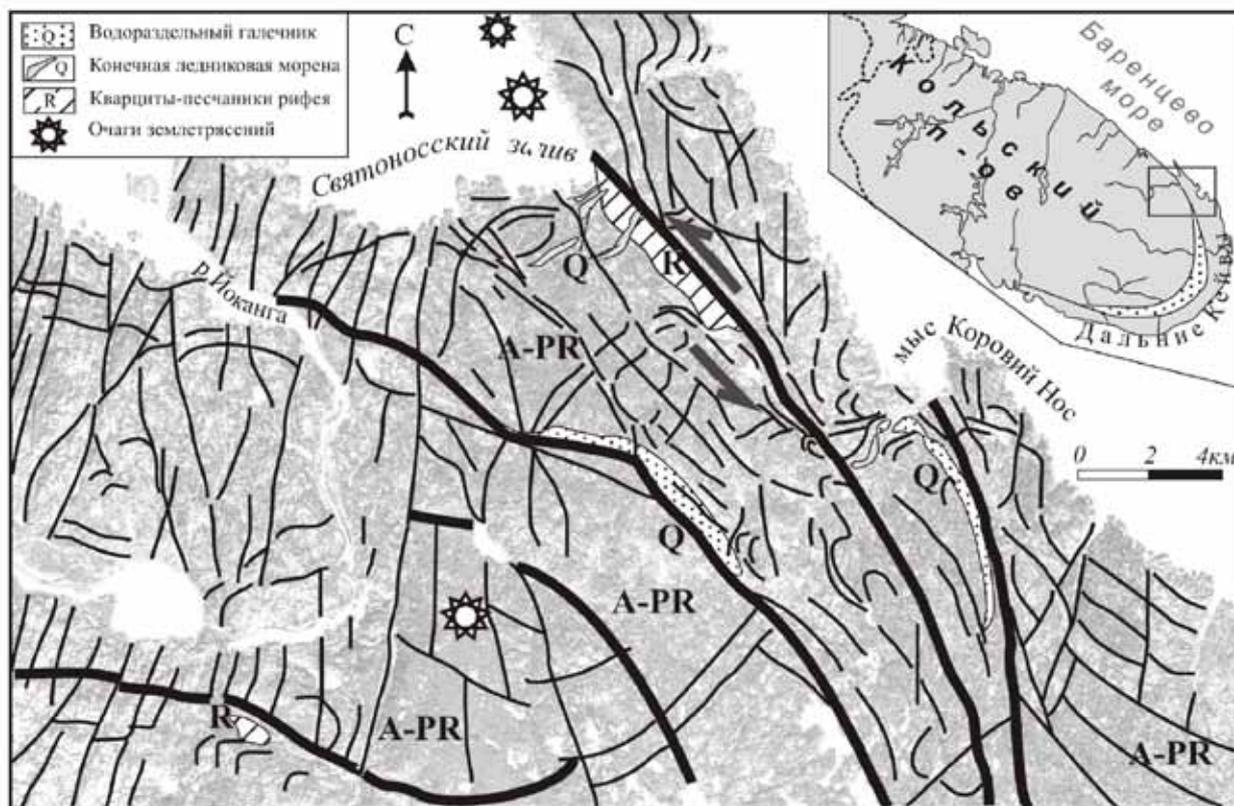


Рис. 1. Структурное положение «Водораздельных галечников». Основа – детальный космический снимок.

Исследование строения и состава песчано-галечного материала, слагающего «водораздельные галечники», позволили наряду с общепринятыми заключениями об их образовании в морских террасах или флюво-гляциале, выдвинуть более нетрадиционную гипотезу их происхождения. Гранулометрический состав «водораздельных галечников» весьма своеобразен и отличается тем, что большая часть галек (не всегда окатанных), часто угловатой формы, представлена кварцем, тогда как гранито-гнейсы, имеющие абсолютное преобладание в коренных обнажениях, развиты в подчиненном количестве. Песчаная фракция имеет аркозовый состав. Визуально, эти образования не похожи на отложения морской террасы, ничего общего у них нет и с ледниковой мореной. В этой связи становится актуальным вопрос об источниках и самой природе обломочного материала.

Надо отметить, что весьма интенсивные многолетние, но безуспешные поиски коренных источников алмаза в «водораздельных галечниках» для многих регионов [1, 2, 3] наводят на мысль о принципиальной ошибке интерпретации этих своеобразных образований. Алмазы, которые находят среди этих галечников, в громадном большинстве относятся к классу округлых (Уральского типа) и чаще всего они приурочены к горизонтам или линзам, сложенных каолином, известковой «мукой» или подобными хемогенными, но явно не обломочными породами. Приуроченность галечников Кольского полуострова к тектонически активной зоне позволяет с нетрадиционных позиций взглянуть и на генезис обломочного материала: значительная часть песчаного и галечного материала могла образоваться непосредственно в тектонических зонах в результате тектоно-кессонных преобразований [7], а кварцевая «галька» и за счет хемогенных поверхностных процессов. Само геологическое тело, сложенное «водораздельными галечниками» восточной части Кольского полуострова по своей морфологии ближе всего к озу – весьма известной ледниковой формы рельефа. Но даже и для такой довольно типичной ледниковой формы рельефа существуют диаметрально противоположные общепризнанные и дискуссионные взгляды на генезис. Высказывается мнение, что это может быть не проекция реки с её аллювием в массе ледника, опустившейся затем на коренные породы, как это думают большинство исследователей, а выдавленная к поверхности дезинтегрированная масса из зоны разлома [8]. Согласно этим взглядам, выдавливаясь в ледник, эта масса приобретает черты ледниковых (флюво-гляциальных) отложений, но по сути это тектоническое образование со своей сложной минералогией.

Каким-бы не являлся генезис «водораздельных галечников» восточной части Кольского п-ва, очевидно, что они приурочены к активным разломам и их формирование во многом обязано эндогенным процессам, а это не только их структурное положение, но и поступление обломочного материала: песков, гальки и валунов непосредственно из тектонических зон минуя долгий цикл осадочных преобразований, а также флюидов. В то же время находки алмазов непосредственно вблизи от месторасположения «водораздельных галечников» гряды Дальний Кейвы, позволяет допускать возможность рассматривать их как потенциально алмазоносные породы типа вишеритов, а не заниматься бесконечными поисками коренных кимберлитов. Интересно, что природа «водораздельных галечников» в Сибири, даже при обнаружении в них большого количества высококачественных алмазов, остается весьма дискуссионной, но тем не менее важность этой группы пород выразилось в том, что один из рудников объединения «Алроса» носит название «Водораздельные галечники».

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 09-05-00812, Программы ОНЗ РАН № 9.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Акулов Н.И., Агафонов Б.П., Рубцова М.Н. Ледниковые отложения и «водораздельные галечники» Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 1. – С. 36-49.
2. Дибров В.Е. и др. Геологическое строение и алмазоносность юго-западной части Сибирской платформы. – Москва, 1960. – 97 с.
3. Ляхович В.В. Алмазные экспедиции. – М.: ГЕОС, 2000. – 265 с.
4. Рубинраут Г.С. Морфотектоника Кольского полуострова. – Апатиты, 1987. – 74 с.
5. Лаптева А.М. Краевые ледниковые образования на востоке Кольского полуострова // Изв. Вузов. Геология и разведка. – 2000. – № 2. – С. 32-41.
6. Ассиновская Б.А. Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Физика Земли. – 1986. – № 1. – С. 101-105.
7. Горяинов П.М. О геодинамически необычных обстановках осадочного породо- и рудообразования в связи с проявлением тектоно-кессонного эффекта // Литология и пол. ископаемые. – 1983. – № 5. – С. 47-60.
8. Чувардинский В.Г. Неотектоника восточной части Балтийского щита. – Апатиты, 2000. – 287 с.

**РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЁССОВ  
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПО ДАННЫМ  
ИЗУЧЕНИЯ МОРФОСКОПИИ ПЕСЧАНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЗЕРЕН**

**Тимирева С.Н., Величко А.А.**

*Институт географии РАН, Москва, paleo\_igras@mail.ru*

**DISTRIBUTION AND CHARACTERISTICS OF STRUCTURE OF LATE PLEISTOCENE LOESSES OF  
EAST-EUROPEAN PLAIN AND THEIR GENETIC PROPERTIES ON THE BASE OF MORPHOSCOPY  
OF QUARTZ SAND GRAINS**

**Timireva S.N., Velichko A.A.**

*Institute of Geography RAS, Moscow*

Позднеплейстоценовая ледниковая эпоха отличается максимальной площадью распространения лёссов, которая намного перекрывает площади лёссов более древних холодных эпох [Величко, 1973; Изменение климата, 1999]. В пределах Восточно-Европейской равнины лёссы имеют почти сплошное распространение к югу от линии, соединяющей г.г. Львов-Рязань. Севернее этой линии, вплоть до границы валдайского оледенения, но не примыкая к ней, их распространение носит прерывистый характер. Мощность лёсса изменяется в меридиональном направлении от северной границы распространения приблизительно до широты 48-50° от 2-3 м до 8-10 м. Далее на юг мощность позднеплейстоценовых лёссов сокращается до 2-3 м и менее.

В основании лёссово-почвенной серии позднего плейстоцена залегает мезинский почвенный комплекс, в составе которого выделяются: более ранняя – салынская фаза, соответствующая эпохе микулинского межледниковья и более поздняя – крутицкая фаза, относящаяся к ранневалдайскому крутицкому интерстадиалу. В среднем валдае в обстановке господства холодных условий происходило накопление хотылевского лёсса. Интенсивность лёссонакопления в этот период характеризуется невысокими скоростями и составляет 0,05-0,07 мм/год [Величко, 1973] мощность хотылевского лёсса – не более 1-2 м.

Хотылевский лёсс послужил материнской породой [Морозова, Величко, 2002] почве брянского интервала (MIS 3). Брянская почва в пределах исследуемого региона имеет несколько десятков датировок по <sup>14</sup>C [Морозова, 1981; Чичагова, 1985], которые укладываются в интервал 32-24 тыс. л. н. в некалиброванной шкале.

Перигляциальные условия послебрянского этапа были крайне суровыми и континентальными [Герасимов, 1962; Марков, Величко, 1967]. В это время накопились наиболее «чистые», однородные, карбонатные, мощные лёссы. Интенсивность лёссонакопления возросла почти на порядок по сравнению с добрянской эпохой и составила около 0,4 мм/год [Величко А.А., Халчева, 1982]. Лёссовая толща между голоценовой и брянской ископаемой почвами включает деснинский и алтыновский горизонты, разделенные уровнем слабого интерстадиального почвообразования – трубчевским горизонтом. Время их формирования от 24 до 12 тыс. л. н. Суммарная мощность достигает 8 м., а в зоне максимального лёссонакопления, расположенной в бассейне Десны, к югу от края валдайского ледника на расстояние 200-300 км – до 10-12 м. Здесь во второй зоне лёссы образуют многокилометровый пологий вал, вытянутый в широтном направлении.

В позднем плейстоцене на территории Восточно-Европейской равнины сформировалась обширная область многолетней мерзлоты. По площади распространения эта зона многолетней мерзлоты намного превышает площадь, которая была занята ледником [Величко, 1961]. Процессы, обусловленные наличием многолетней мерзлоты, оказали большое влияние на литологические признаки лёссовых отложений.

Проведение морфологических исследований кварцевых зёрен из охарактеризованных горизонтов позднеплейстоценовых отложений позволило проследить особенности изменений динамических условий и зависимость экзогенных процессов лёссообразования от изменений ландшафтно-климатической обстановки изучаемого региона. Анализ песчаных кварцевых зёрен проводился по методике, разработанной в Институте географии РАН авторами статьи [Velichko, Timireva, 1995; Величко, Тимирева, 2002].

Позднеплейстоценовая лёссово-почвенная серия изучалась в серии разрезов, расположенных по меридиональному профилю от приблизительно 55° с.ш. до 45° с.ш. от зоны, прилегающей к краю валдайского ледника (разрезы Рославль, Кучино – Смоленская область) до Приазовья (разрез Семибалки, Порт-Катон, Шабельское, Мелекино).

При исследовании песчаных кварцевых зёрен мезинского почвенного комплекса особое внимание уделялось морфоскопии зёрен крутицкой фазы почвообразования (преобразовавшей маломощный горизонт севского лёсса), отвечающей ранневалдайскому интерстадиалу (разрезы Лихвин, Брянск, Араповичи, Мезин, Мутин, Сребное, Пушкари, Прилуки, Семибалки). Кварцевые зёрна из отложений крутицкой фазы, в основном среднеокатанные, практически во всех разрезах наблюдается пик зёрен II класса окатанности при достаточно высоком содержании зёрен III класса. На поверхности зёрен видны небольшие углубления серповидной формы с приподнятыми бортами. Появление таких форм объясняется химическим разъеданием поверхности почвенными

ми растворами. С интенсивными процессами химического выветривания связано и возникновение вторичного кварца на поверхности ряда зёрен. На поверхности некоторых зёрен видны небольшие депрессии треугольной формы, возникшие в результате воздействия ритмически изменяющегося давления, создаваемого соседними частицами в почве в процессе замерзания. С процессами морозного выветривания связано и появление зёрен низких классов окатанности, имеющих грубые очертания, возникшие под воздействием морозного дробления. Коэффициент окатанности кварцевых зёрен из горизонта крутицкой почвы колеблется в пределах 54-59 %, а степень заматованности от 35 до 49 %.

В вышележащем хотылевском лёссе (лёсс I) песчаные зёрна (разрезы Брянск, Араповичи, Мезин, Мутин, Сребное, Прилуки) в период седиментации подвергались эоловой обработке. В хотылевском лёссе резко возрастает окатанность. Появляется группа зёрен идеально окатанных IV класса, но все же преобладающими являются зёрна II и III классов. Коэффициент окатанности составляет 57,5-72,5 %. Поверхность большинства зёрен в той или иной степени несёт следы ветровой обработки, но степень заматованности зёрен невелика, они в основном имеют четвертьматовую и полуматовую поверхность. По сумме разрезов степень заматованности изменяется в довольно широких пределах от 47 % до 66,5 %, причем, наименьшие значения зафиксированы в лёссах бассейна Десны (разрезы Араповичи, Мезин). Снижение степени заматованности и оглаженности их поверхности, возможно, связаны с солифлюкционными и криотурбационными процессами. Указанные процессы деформировали хотылевский лёсс уже после его формирования, в эпоху, когда развитая на нем брянская почва подвергалась интенсивным мерзлотным деформациям эпохи владимирской криогенной фазы. В целом, данные морфоскопии кварцевых зёрен свидетельствуют о том, что процессы аккумуляции и обработки мелкозема на этом этапе были ослаблены, не столь интенсивными.

Анализ текстуры поверхности зёрен из брянской ископаемой почвы указывает на гомогенность условий формирования ископаемой почвы на территории Восточно-Европейской равнины. Окатанность зёрен в трех разных зонах колеблется в небольших пределах от 60 до 68 %. Лишь в отдельных разрезах (Сребное, Прилуки) наблюдается некоторый спад коэффициента окатанности. Преобладают зёрна II и III классов окатанности. Заматованность зёрен, как и окатанность снижается по сравнению с нижележащим лёссовым горизонтом. На поверхности зёрен выделяются элементы аналогичные тем, которые наблюдались в почвах крутицкого интервала – серповидные углубления с приподнятыми бортами, указывая на то, что процессы химического выветривания воздействовали на поверхность зёрен и при формировании брянской почвы. Интенсивность морозного выветривания в гумусовом горизонте брянской почвы была выше, чем в хотылевском лёссе. Об этом свидетельствует увеличение содержания зёрен с депрессиями треугольной формы и зёрен со следами морозного дробления. Это явление непосредственно связано с владимирской криогенной фазой, последовавшей непосредственно за брянским интервалом. Таким образом, процессы химического и морозного выветривания были решающими при формировании брянской почвы.

Как указывалось выше, деснинский (лёсс II) и алтыновский (лёсс III) лёссовые горизонты, сформировавшиеся после окончания брянского интерстадиала, характеризуются закономерным изменением мощностей в меридиональном направлении. В северной части перигляциальной зоны, в полосе, прилегающей к краю валдайского ледника, лёссовая толща мощностью до 3-4 м представлена одним неразделенным горизонтом – лёсс II+III. Песчаные кварцевые зёрна из этих отложений (разрезы Кучино, Рославль, Лихвин) характеризуются средними значениями окатанности (не более 60-65 %) и заматованности (около 50 %) зёрен. Много зёрен низких классов окатанности. Преобладающими являются зёрна II и III классов окатанности. Хотя на поверхности большинства зёрен видны текстуры, характерные для зёрен, прошедших эоловую обработку (микроямчатость и наличие зёрен с полностью матовой поверхностью), но на зёрнах из лёссов этой зоны еще сохранились следы предшествующих условий, которые лишь ретушируются под влиянием эоловых процессов. Можно предполагать, что песчаный материал в краевой зоне ледника, а также отложенный тальми ледниковыми водами, активно перевевался и участвовал в формировании лёссовых толщ.

При продвижении на юг от северной переходной зоны деснинский лёсс отделен от алтыновского трубчевским уровнем оглеения (предполагаемый возраст около 17 тыс. л. н.). Деснинский лёсс (лёсс II) является самым мощным (до 5-6 м) среди позднплейстоценовых лёссовых горизонтов. Песчаные зёрна (разрезы Сребное, Мутин, Мезин, Араповичи, Брянск) из него хорошо окатаны, много зёрен идеально окатанных. Преобладающими являются зёрна III класса, со значительным содержанием зёрен IV класса. Коэффициент окатанности имеет высокое значение – до 75 %, высока и заматованность зёрен в этом горизонте – до 70 %.

В алтыновском лёссе (лёсс III) (разрезы Сребное, Мутин, Мезин, Араповичи, Брянск), соответствующем последней эпохе лёссонакопления на Восточно-Европейской равнине, появляются зёрна плохо окатанные (II класса), при пике зёрен III класса и при значительном содержании зёрен IV класса. На их поверхности отчетливо видны раковистые сколы, образовавшиеся под влиянием морозного выветривания. Но в целом, за счёт большого содержания зёрен хорошо и идеально окатанных, коэффициент окатанности достигает 65-70 %. Заматованность поверхности зёрен до 68 %. Примечательно, что в зоне максимального лёссонакопления (бассейн Десны) во время формирования лёсса II и лёсса III заматованность зёрен снижается до 46-53 %. По всей вероятности, в этом районе скорость лёссонакопления была настолько высока, что зёрна захоронялись, не успевая приобрести характерную матовую поверхность.

В третьей зоне на юге перигляциальной области на пространствах приморских равнин и, в частности, в Приазовье (разрезы Семибалки, Порт-Катон, Шабельское, Мелекино) [Величко и др., 2010] наблюдается некоторое общее сокращение мощности лёссов позднего плейстоцена и часто послебрянская лёссовая толща представлена (как и в первой, северной зоне) одним неразделённым горизонтом (лёсс II+III). Песчаные зёрна этой зоны отличаются более низкими показателями окатанности и заматованности. Окатанность зёрен снижается до 60 %, а иногда и до 45 %. Отмечаются зёрна со следами расщепления и откалывания участков поверхности зёрен с образованием раковистых сколов, возникающих за счет морозного выветривания. Заматованность зёрен снижается до 50-25 %. Хотя на поверхности и видны следы эоловой обработки, но не столь активной, как в более северных районах. Часто зёрна сохраняют свой первоначальный (в частности, лиманно-морской) облик и лишь несколько преобразуются под воздействием эоловых процессов.

Проведенные исследования показали, что песчаные кварцевые зёрна в лёссово-почвенных сериях обладают определенной информативностью, отражающую комплекс процессов, под влиянием которых формировались эти серии. Выявляется широкий спектр процессов, отразившихся на состоянии поверхности зёрен. В частности, активность химических процессов хорошо проявляется в зёрнах, содержащихся в профилях погребённых почв как межледниковых, так и интерстадиальных. Для лёссовых отложений четко проявляется комплекс субаэральных процессов, в котором преобладают признаки эоловых процессов. Наряду с ними выявляются признаки мерзлотных, а также, хотя и незначительных, химических процессов. Кварцевые зёрна из лёссов, как показали проведенные исследования, имеют весьма разнообразную форму. Это свидетельствует о том, что зёрна, попадавшие в лёсс и формировавшиеся ранее под влиянием различных агентов, в целом, не подвергались активному преобразованию, что объясняется тем, что скорости ветров при накоплении лёссового материала были, как правило, незначительными. Вместе с тем, активность субаэральных процессов при лёссонакоплении не была одинаковой в разные этапы позднего плейстоцена. Четко отделяется по степени активности эоловых процессов добрянская часть от послебрянской. Лёссовые отложения добрянского возраста (хотылевский лёсс) характеризуются большей гомогенностью во всех трех зонах меридионального профиля и в целом несколько меньшей заматованностью по сравнению с послебрянскими лёссами, что свидетельствует о слабой общей активности процессов аккумуляции в эпоху оледенения раннего валдая. Они также имеют признаки воздействия мерзлотных процессов. Мерзлотные преобразования в севском лёссе (впоследствии переработанном крутилкой почвой) соответствовали времени его формирования. В хотылевском лёссе, наряду с синхронными мерзлотными процессами, определенную роль играли вторичные мерзлотные преобразования, связанные с владимирским криогенным горизонтом, нарушившим брянскую ископаемую почву и хотылевский лёсс. Послебрянская лёссово-почвенная серия обнаруживает существенную меридиональную дифференциацию и именно эти различия положены в выделение трёх основных зон. Можно предполагать, что эти лёссы, формировавшиеся вблизи ледникового покрова, подвергались активным воздействиям стоковых ветров, которые вблизи края могли достигать больших скоростей – около 10 м/сек. Стоковые ветры, спускавшиеся с ледникового покрова, адиабатически прогревались, что способствовало осушению поверхности и выносу алевритового материала. Действие таких ветров обычно ограничивается расстоянием в 300-400 км. В средней зоне активность воздушных потоков ослабевала, аккумуляция протекала в достаточно спокойных условиях при невысоких скоростях движения воздушных масс. Здесь происходило усиленное выпадение пыли из атмосферы, которое усиливалось за счёт привноса алеврита из северной зоны. Именно к этой части приурочена зона максимального лёссонакопления. Это хорошо согласуется с данными грансостава в отдельных рассматриваемых зонах. В северной зоне (данные по разрезу Кучино) выделяется достаточно представительная группа мелкого песка размером 1,0-0,25 мм, которая составляет до 5 % и практически отсутствует фракция 0,25-0,05 мм [Величко и др., 1997]. В средней зоне (данные по разрезу Мезин) содержание фракции 1-0,25 мм резко сокращается и составляет не более – 0,10-0,05 %, тогда как содержание фракции 0,25-0,05 мм значительно увеличивается и достигает 50 % [Путеводитель экскурсии С-3, 1982]. В южной зоне (Приазовье, разрез Семибалки) [Величко и др., 2006] содержание в лёссах песчаной фракции размером 1,0-0,25 мм составляет не более 0,05 %, а фракции 0,25-0,05 мм – не более 1 %. Лёссонакопление в самой южной зоне, судя не только по грансоставу, но и по характеру морфоскопии песчаных зёрен, происходило при наименьшей активности эоловых процессов.

Таким образом, проведённый анализ с полной уверенностью определил, что ведущим процессом в период формирования лёссовых отложений являлся процесс аккумуляции алевритового материала, при небольших скоростях движения воздушных масс (в условиях преимущественно антициклонального типа атмосферной циркуляции). Вместе с тем полученные результаты показывают, что внутри лёссовой зоны имела определенная дифференциация как в атмосферных условиях, так и в процессах, происходивших на поверхности осадения, в частности, мерзлотные процессы. Немалую роль, возможно, играло и слабое перемещение материала по поверхности за счет сезонных процессов, таких как – сезонное промерзание–протаивание, а также таяние маломощного снежного покрова в весенний сезон.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ №11-05-00228 и проекта «Эволюционный анализ формирования ландшафтов современных степей аридной зоны юга Восточно-Европейской равнины (по материалам Приазовья)» Программы ОНЗ РАН № 12.



**ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ МАРКЕРЫ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА**

**Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г.**

*Национальный университет Узбекистана, Ташкент, Узбекистан, job1775@mail.ru*

**PALEOMAGNETIC MARKERS FOR STRATIGRAPHY OF QUATERNARY DEPOSITS OF UZBEKISTAN**

**Toychiev Kh.A., Stelmakh A.G.**

*National University of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan*

В настоящее время из-за отсутствия надежных временных маркеров расчленения и корреляции четвертичных отложений Узбекистана среди исследователей нет единого мнения по отношению к стратиграфической схеме четвертичной системы Узбекистана. Это, в свою очередь, осложняет привязку стратиграфических подразделений эоплейстоцена, неоплейстоцена и голоцена к единой Международной стратиграфической шкале за 2008 г. С другой стороны, четвертичные отложения Узбекистана благоприятны в плане палеомагнитного изучения, так как здесь имеются достаточно мощные разрезы лессовидных отложений четвертичного периода. Исходя из этого, мы, применив магнитостратиграфический метод, провели целенаправленные исследования различных литологических и генетических типов четвертичных отложений. Среди изученных геологических разрезов имеются как полные, непрерывные разрезы, так и сокращённые, т.е. состоящие из отдельных, частных разрезов эоплейстоценовых, неоплейстоценовых и голоценовых отложений, которые в комплексе дополнили друг друга. На основе изученных разрезов были выделены основные, которые наиболее полно отражают палеомагнетизм отложений эоплейстоцена, неоплейстоцена и голоцена и, в которых достаточно четко выделены палеомагнитные маркеры для расчленения и корреляции рассматриваемых образований.

Перед тем как перейти к рассмотрению выделенных палеомагнитных маркеров в четвертичных отложениях Узбекистана следует отметить, что для четвертичного периода в Международной шкале геомагнитной полярности за 2008 г. выделяют две геомагнитные эпохи: прямой полярности Брюнес продолжительностью последние 700 тыс. лет и верхнюю часть обратной полярности Матуяма, нижняя граница которой проходит в 2.43 млн. лет. В пределах этих эпох установлены меньшие по длительности интервалы той или иной полярности, называемые кратковременными отклонениями геомагнитного поля [1]:

– экскурс – кратковременное геомагнитное событие, при котором виртуальный геомагнитный полюс отклоняется от своего положения на 60-180°, после чего возвращается в исходное положение без изменения знака полярности, с продолжительностью  $10^2 < t < 2 \cdot 10^3$  лет и без значимого уменьшения напряженности магнитного поля по сравнению с тем фоном, на котором оно развивается;

– эпизод подразумевает «мгновенную» в геологическом масштабе времени смену полярности с полной переполосовкой геомагнитного поля длительностью  $10^3 < t < 2 \cdot 10^4$  лет (в иностранной литературе для очень коротких геомагнитных эпизодов длительностью порядка 1000 лет иногда употребляют термин flip – «щелчок»);

В эоплейстоценовых отложениях Узбекистана нами установлены шесть маркеров (табл. 1), так как данные отложения расчленены шестью обратно и столько же прямо намагниченными горизонтами в эпохе обратной полярности Матуяма. В платформенной области аналогичная намагниченность установлена в верхнеплиоценовых морских отложениях неогена. Учитывая то, что в раннечетвертичное время на рассматриваемой территории одна часть развивалась в платформенном режиме с морскими условиями, другая часть в орогенном режиме с континентальными условиями, вполне возможно формирование в раннечетвертичное время как морских, так и континентальных отложений. Исходя из сходства геомагнитной полярности и развития геолого-тектонических событий, следует считать, что верхнеплиоценовые отложения платформенной области являются морским аналогом континентальных четвертичных отложений. В связи с этим акчагыльские и апшеронские отложения должны быть приподняты в четвертичный период [2].

При этом в разрезах платформенной и предороговой зон нижняя граница четвертичной системы проходит под обратно намагниченными озерно-аллювиальными отложениями, сложенными, главным образом, алевролитами, мергелями и конгломератами; в разрезах орогенной зоны нижняя граница представлена верхней частью эоплейстоценовых отложений и проходит под толщей делювиальных лессово-почвенных отложений; в шкале геомагнитной полярности этот уровень соответствует рубежу 1.8 млн. лет. Таким образом, формирование отложений четвертичного периода в орогенной области Узбекистана запаздывает относительно к платформенной области. При межрегиональной корреляции отложения эоплейстоцена по палеомагнитным данным полностью сопоставляются с морскими отложениями эпохи обратной геомагнитной полярности среднего и верхнего акчагыльского и апшеронского ярусов Прикаспийского региона.

Необходимо отметить, что когда эпоха обратной полярности геомагнитного поля прерывалась кратковременными эпизодами прямой полярности, смена полярности происходила резко, без переходного этапа. Тогда как, при переходе от одной геомагнитной эпохи к другой, инверсия геомагнитного поля выделяется особым

переходным периодом, где составляющие поля сильно возмущаются и постепенно активизируются, достигнув максимума, возмущение постепенно спадает и стабилизируется, приняв положение новой геомагнитной эпохи.

Добавим, что история геомагнитного поля эпохи прямой полярности Брюнес отличается от эпохи обратной полярности Матуяма следующими характеристиками:

1. В эпохе Матуяма в исследуемом регионе экскурсы геомагнитного поля не установлены, тогда как в эпохе Брюнес их более 5 и отличаются между собой как по характеру проявления, так и по продолжительности.
2. В эпохе Брюнес в отличие от эпохи обратной полярности Матуяма, при проявлении эпизодов и экскурсов геомагнитного поля напряжённость геомагнитного поля сильно уменьшается.
3. Эпизоды эпохи Брюнес более кратковременные, чем эпизоды Матуяма.
4. В эпохе прямой полярности Брюнес частота проявления эпизодов и экскурсов геомагнитного поля постепенно увеличивается.

Таблица 1. Палеомагнитные маркеры четвертичных отложений Узбекистана

тип палеомагнитного маркера	Условное обозначение	временная граница, млн. лет назад	продолжительность, млн. лет	какой эпохе принадлежит	Направление магнитного поля эпохи
эпизод	$I_1^n$	2.12 - 2.14	~0.02	Матуяма	обратное
эпизод	$I_2^n$	1.98 - 1.95	~0.03		
эпизод	$I_3^n$	1.79 – 1.34	~0.15		
эпизод	$I_4^n$	1.64 – 1.63	~0.01		
эпизод	$I_5^n$	0.95 – 0.89	~0.06		
<b>Граница эпох</b>	–	<b>0.69-0.70</b>	<b>~0.01</b>		
эпизод	$I_1^{r-1}$	0.55-0.60	~0.001	Брюнес	прямое
экскурс	$I_2^{an-1}$	0.38 -?	?		
экскурс	$I_3^{an-2}$	0.14	~0.01-0.1		
экскурс	$I_5^{an-3}$	0.0078	~0.001		
эпизод	$I_6^{r-3}$	0.0057	~0.001		
эпизод	$I_7^{r-4}$	0.0016	?		

Эоплейстоцен-неоплейстоценовая граница на территории Узбекистана проводится в речных долинах под толщей аллювиальных конгломератов, а в предгорьях и междуречьях – в толще сложнопостроенных делювиальных и пролювиальных лессово-почвенных отложений. Рубеж от эоплейстоцена к неоплейстоцену соответствует началу эпохи современной прямой полярности геомагнитного поля – эпохи Брюнес. В исследуемых отложениях данной эпохи нами установлены два обратных и столько же аномальных кратковременных отклонений геомагнитного поля. Эти события геомагнитного поля в комплексе с интенсивностью напряжённости геомагнитного поля также являются надёжным корреляционным маркерами для неоплейстоценовых отложений Узбекистана, которые приведены в таблице 1.

Отложения голоцена намагничены по направлению современного магнитного поля Земли и относятся к верхней части эпохи Брюнес. По нашим исследованиям в этих отложениях зафиксированы три кратковременных отклонений геомагнитного поля – два обратных и один аномальный, которые являются маркерами для голоценовых отложений. Граница между неоплейстоценовыми и голоценовыми отложениями (около 13 тыс. л. н.) проходит по подошве аллювиальных отложений второй надпойменной террасы, а в пролювиальных и делювиальных отложениях в толще лессовидных пород [3].

Таким образом, на основе установленные палеомагнитных маркеров в четвертичных отложениях Узбекистана возможна их региональная корреляция с Международной стратиграфической шкалой за 2008 г, также они актуальны при проведении региональной корреляции отложений четвертичного периода других регионов.

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Тонкая структура геомагнитного поля в позднем кайнозое / А.Н. Третьяк, Л.И. Вигилянская, В.Н. Макаренко, В.П. Дудкин. – Киев: Наукова думка, 1989. – 254 с.
2. Тойчиев Х.А. Палеомагнитная стратиграфия континентальных четвертичных отложений Узбекистана: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – 1996. – 33 с.
3. Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г. Магнитостратиграфические исследования плейстоцен-голоценовых отложений // Вестник НУУз. – Ташкент, 2005. – № 1 – С. 60-65.

**ПОСЛЕДСТВИЯ НАИБОЛЕЕ АКТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА В ГОРАХ  
СЕВЕРНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ**

**Токарева Е.А.**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, iwwtar@rambler.ru*

**EFFECTS OF THE MOST ACTIVE PROCESSES OF MORPHOLITHOGENESIS IN THE MOUNTAINS  
OF NORTHERN TRANSBAIKALIA**

**Tokareva E.A.**

*Moscow State Lomonosov University, Moscow*

Одним из главных понятий современной геоморфологии стало понятие «морфолитогенез», которое объединяет представления об одновременном протекании в одних и тех же условиях геоморфологических процессов и формировании ими рыхлых отложений. Морфолитогенетический подход позволяет наиболее полно и детально реконструировать историю развития рельефа в различных природных обстановках. Особый интерес представляет современное формирование рельефа в условиях высокой интенсивности процессов морфолитогенеза, характерных для многих горных районов.

В течение трёх полевых сезонов (2008-2010 гг.) нами изучалась современная динамика рельефа в самой высокой части Станового нагорья, в пределах хребтов Кодар и Удокан высотой до 3072 м. Здесь наиболее активными процессами морфолитогенеза являются осыпи, обвалы и сели. Особенности их развития определяются, главным образом, континентальным климатом при значительном (до 2000 мм) количестве осадков, геологическим строением, высоким уровнем сейсмической активности, сильной расчлененностью рельефа и преобладанием крутых склонов с мощным чехлом рыхлого обломочного материала.

Изучаемая территория относится к Кодаро-Удоканской зоне Алданского щита и состоит из архейской Чарской глыбы, к которой с юга примыкает Кодаро-Удоканский прогиб, сложенный терригенными и карбонатно-терригенными толщами раннепротерозойской удоканской серии [1].

В зоне альпийского рельефа на абс. высотах более 1500 м все процессы денудации хорошо выражены. Осыпи обрушиваются по эрозионным желобам в днища каров или долин, образуя у подножий склонов конусы выноса и шлейфы шириной до 450-500 м и высотой 150-300 м. На участках распространения гранитов осыпные обломки имеют размеры от 10-20 см в вершине конуса до 1,5-2 м на его периферии. В зоне развития песчаников преобладают плоские глыбы более 1 м в длину и валуны размером 0,3-0,6 м.

Во всех высотных поясах склоны часто разрушаются катастрофическими обвалами, часто вызванными землетрясениями (пр. борт Сред. Сакукана, перевал Сюрприз, устье р. Апсат и др.). Наиболее крупные и грандиозные обвалы в большей степени приурочены к породам гранитоидных формаций, небольшие обвалы чаще распространены на осадочно-метаморфических породах.

Выделяются следующие формы аккумуляции [2]:

- а) обвальные шлейфы, вытянутые вдоль подножия склонов;
- б) обвальные каменные языки, располагающиеся перпендикулярно к подножию склона;
- в) отдельные глыбы, рассеянные по выположенной части склона и днищу долины.

Наиболее вероятными местами возникновения обвалов являются зоны крупных сейсмоструктурных разломов и нарушений, приводящих к трещиноватости коренных пород.

Сочетание обилия материала с интенсивными ливнями летом и бурными паводками создает благоприятные условия для формирования селей. Решающую роль в образовании склоновых селей играют интенсивные

затяжные дожди (от 30 мм и более с интенсивностью 7-8 мм в час) и накопление в очагах зарождения большого количества рыхлого материала. Метеорологические условия региона обеспечивают возможность ежегодного формирования селей. Число селеопасных временных периодов за теплый сезон колеблется от 1 до 7, особо опасных – до 3 [2].

Очагами зарождения селей служат полуразрушенные склоновые кары, денудационные воронки и желоба, имеющие участки крутизной меньше угла естественного откоса, где возможно накопление рыхлого материала. Подготовку рыхлой массы в селевых очагах обеспечивают тектоническое дробление пород и физическое выветривание. На рассматриваемой территории сход склоновых селей отмечался в 1971, 1976-1978, 1983-1984, 2002, 2009-2010 гг. Селепроявления возможны с апреля по август, однако самые значительные и многочисленные сели формируются во второй половине лета, после протаивания мерзлоты. Преобладают дождевые сели, но весной и летом формируются водоснежные потоки. Дождевые сели формируются во второй половине лета вследствие ливней или затяжных дождей, завершающихся ливнем. По режиму селевой деятельности можно выделить две группы селевых бассейнов [3]:

- наиболее многочисленную составляют бассейны площадью 3-6 (до 10) км<sup>2</sup>, объем селевых выносов в них измеряется десятками тысяч кубометров;

- вторую группу образуют крупные водотоки с площадью бассейна 15-30 (до 60) км<sup>2</sup>, максимальные объемы выносов лежат в пределах 100-300 тыс. м<sup>3</sup>;

Для наиболее крупных по площади селевых бассейнов (до 100-120 км<sup>2</sup>) характерны селевые паводки. Частота схода малых селей каждые 3-5 лет, крупных – один раз в 15-20 лет [4].

Выделяется три основных области распространения селей: макросклоны хребтов Кодар и Удокан, обращенные к Чарской впадине и район Муйско-Чарской перемычки.

Многочисленные древние и свежие селевые конусы выноса спускаются непосредственно к урезу оз. Малое Леприндо в районе Муйско-Чарской перемычки. В июле 2002 г. в результате обильных осадков (около 140 мм за сутки) с южных склонов хребта сошла серия мощных селевых, один из которых достиг насыпи Байкало-Амурской магистрали восточнее межозерной перемычки. В результате было повреждено около 10 км железной дороги [5].

Крупнообломочные селевые отложения занимают почти всю долину р. Мергели, текущей со склонов Кодара в оз. Большое Леприндо. Преобладающий диаметр селевых валунов и глыб – 0,4-1,5 м. Встречаются глыбы высотой более 2 м.

В долине р. Ср. Сакукан (южный макросклон хр. Кодар) преобладают мелкие склоновые водокаменные потоки. Преобладающий размер обломков 20-30 см в диаметре, но встречаются и отдельные валуны диаметром до 1,5 м. Встречаются как хорошо, так и почти совсем не окатанные обломки. Ширина конусов выноса около 80-100 м, длина 500-530 м.

В пределах хребта Удокан преобладают русловые сели. Размер обломков изменяется от первых см до 0,7-0,8 м, преобладают окатанные обломки диаметром 0,2-0,4 м. Наиболее селеактивными здесь являются: ручьи Скользкий, Заозерный, Ущелистый, Тектонический, Каменный, Розовый, реки Наминга, Нирунгнакан, Сангиях, Эмегачи, где повторяемость селей 10-25 лет.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Энциклопедия Забайкалья. Т.1.Общий очерк. – Новосибирск: Наука, 2000. – 526 с.
2. Пластинин Л.А., Плюснин В.М., Чернышов Н.И. Ландшафтно-аэрокосмическое исследование экзогенного рельефообразования в Кодаро-Удоканском горном районе. – Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1993. – 199 с.
3. Лапердин В.К., Качура Р.А. Геодинамика опасных процессов в зонах природно-техногенных комплексов Восточной Сибири. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. – 312 с.
4. Напрасников А.Т., Кириченко А.В. Чарская котловина – географический полигон зоны БАМа. – Иркутск: Институт географии СО АН СССР, 1987. – 99 с.
5. Лукашов А.А. Феномен формирования структурно-эрозионных селей в Байкальской рифтовой зоне// Материалы Международной конференции «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита». – Пятигорск: Институт «Севкавгипроводхоз», 2008. – С. 49-52.

## РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ИЗ ОЗЁРНЫХ КОТЛОВИН ПОБЕРЕЖЬЯ БЕЛОГО МОРЯ

Толстобров Д.С.<sup>1</sup>, Колька В.В.<sup>2</sup>, Корсакова О.П.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Мурманский государственный технический университет, Апатитский филиал, Апатиты, *tolst-dm-ser@inbox.ru*

<sup>2</sup> Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

## ORE MINERALS IN BOTTOM SEDIMENTS FROM LAKE BASINS ON THE WHITE SEA COAST

Tolstobrov D.S.<sup>1</sup>, Kolka V.V.<sup>2</sup>, Korsakova O.P.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Murmansk State Technical University, Apatity Branch, Apatity

<sup>2</sup> Geological Institute KSC RAS, Apatity

В результате исследований, связанных с перемещением береговой линии Белого моря в голоцене из-за гляциоизостатического поднятия Балтийского щита, были выявлены несколько разновидностей фаций донных осадков в котловинах малых озёр побережья [1, 2, 3]. При этом были установлены факты аутигенного минералообразования, которые потребовали своего объяснения. В докладе приведены некоторые данные по минералогическому и геохимическому изучению этих отложений.

Для геохимического и минералогического изучения были выбраны фации донных отложений безымянного озера, расположенного в 20 км к западу от посёлка Чупа на абсолютной высоте 81,5 м (рис. 1). Здесь вскрыт самый полный по набору фаций разрез (рис. 2).



Рис. 1. Расположение безымянного озера (CHU-4) с абсолютной отметкой 81,5 м н. у. м.

При изучении кернов скважин, пробуренных в донных отложениях озёр, расположенных на побережье, были установлены пять типов фаций [2]:

1. *Осадки фации позднеледникового приледникового озера (I)* обычно представлены неслоистой глиной, или неясно слоистой алевритистой глиной или ленточной глиной.

2. *Осадки фации переходной зоны 1 от пресноводных к морским условиям седиментации (II)* представлены переслаиванием песка или алеврита с органическим материалом (содержание органики достигает 60 %) и чистого алеврита или песка. Иногда интервалы с органическим материалом полностью представлены разложившейся органикой.

3. *Осадки фации, соответствующей морским условиям (III)* представлены как минеральным, так и органическим материалом. Минеральные осадки - это алеврит и песок разнотернистые. Органические осадки - это слои раковин, а также отдельные раковины и их фрагменты, распространенные в алеврито-песчаных осадках.

4. *Осадки фации переходной зоны 2 от морских к озерным отложениям (IV)* в разрезах значительно различаются по мощности и литологически. В некоторых разрезах она отсутствует. Наиболее характерными для переходной зоны являются осадки серого или коричневого цвета различных оттенков, представленные переслаиванием гиттии и алеврита, а также градиционнослоистой, неслоистой, неяснослоистой гиттией или алевритистой гиттией.

5. *Осадки фации пресноводного озера (V)* обычно представлены черной, темно-коричневой гиттией. В некоторых разрезах в верхних частях гиттии присутствуют неразложившиеся растительные остатки или гиттия сменяется торфом.

Минеральный состав всех пяти разновидностей фаций донных отложений из разреза безымянного озера CHU-4 был изучен в искусственных аншлифах, положение которых по разрезу показано на рис. 2.

Исследования под микроскопом искусственного аншлифа № 184 из осадков фации I показали, что в состав отложений приледникового озера входят такие рудные минералы как рутил, ильменит, пирит. Пирит

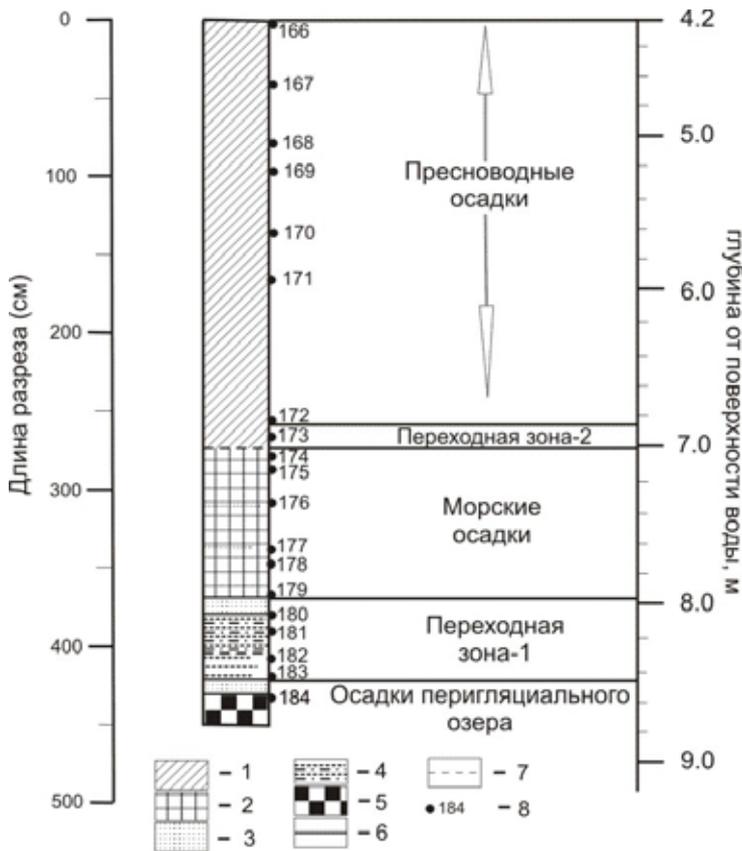


Рис. 2. Разрез донных отложений безымянного озера (Chu-4) с абс. отметкой 81,5 м н. у. м. и места отбора проб на искусственные аншлифы. Условные обозначения: 1 – гиттия неслоистая; 2 – алеврит с песком; 3 – песок; 4 – слоистый алеврит и песок с органическим материалом; 5 – глина; 6 – резкий контакт; 7 – градационный контакт; 8 – положение и номер искусственного аншлифа.

встречается в виде единичных глобул. Рутит и ильменит обнаружен в виде неокатанных единичных зерен, размером от 20 мкм до 200 мкм.

Из отложений переходной зоны 1 «пресноводноеприледниковое озеро - море» (фация II) в четырёх искусственных аншлифах (№ 180-183 на рис. 2) найден фрамбоидальный пирит, рутит, ильменит, титанит. Содержание фрамбоидального пирита доходит до 2 % в аншлифе 182, к подошве слоя его содержание уменьшается. Размер глобул изменяется от 18 до 90 мкм, иногда встречаются скопления. В зернах ильменита наблюдается структура замещения рутилом. Единичные зерна ильменита и рутила имеют небольшой размер до 300 мкм.

Для определения рудных минералов в морских осадках (фация III) были изучены искусственные аншлифы 174-179 (рис. 2), в которых определены пирит, рутит, ильменит, титанит, графит. Пирит встречается в виде индивидов, скоплений и глобул, размеры их соответственно 1 мкм, 3-4 мкм и 5-15 мкм. В аншлифах 175 и 174 наблюдались единичные кристаллики пирита, скопления в сфероиды и глобулы. Содержание его увеличивается с глубиной до аншлифа 178, где наблюдалось самое малое количество пирита в данных отложениях. Рутит и ильменит есть во всех аншлифах, причем в аншлифах 174 и 179 наблюдалась структура замещения ильменита рутилом.

В переходной зоне 2 «море – континентальное пресноводное озеро» (фация IV) при изучении искусственного аншлифа 173 обнаружены пирит и ильменит. Пирит встречается в виде единичных кристалликов, скоплений и глобул. Размер глобул меняется от 8 до 48 мкм. Содержание пирита достигает 2%.

В отложениях пресноводного озера (фация V) в семи искусственных аншлифах (№ 166-172, рис. 2) определены рутит и фрамбоидальный пирит. Они встречаются очень редко и в виде единичных зёрен. В аншлифе 172 на фоне остальных отложений наблюдается некоторое увеличение содержания пирита, что объясняется тем, что данные отложения находятся в непосредственной близости к переходной зоне 2, где пирит развит в большом количестве.

Появление рутила, ильменита в донных отложениях озёр связано с их привнесом различными способами. Эти терригенные минералы тяжелой фракции устойчивы к физико-химическому выветриванию и являются типичными минералами россыпей. Фрамбоидальный пирит в изученных осадках является аутигенным. На Кольском п-ове проводились исследования по изучению фрамбоидального пирита в современных отложениях озера Имандра. Его происхождение здесь объяснялось антропогенным воздействием на окружающую среду выбросов металлургического комбината в г. Мончегорске [4]. Однако в районе наших исследований нет таких крупных промышленных комплексов, которые могли бы воздействовать на формирование пирита. Кроме того, породы, в которых обнаружен аутигенный пирит, имеют возраст до 10000 лет [2]. Аутигенное образование пирита в этих породах, скорее всего, следует объяснять деятельностью сульфатредуцирующих бактерий. При слабой циркуляции воды масса органического вещества сохраняется на дне, образуя гиттию. При этом создаётся анаэробные условия, благоприятные для жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий, которые восстанавливают серу до сероводорода. Главным источником серы при осадочном минералообразовании являются сульфаты морской воды, сера вулканического происхождения, а также сера, которая находится в живых организмах (морские водоросли, бактерии) как составная часть белка. Железо, в свою очередь, в огромных количествах выносится в моря и океаны под влиянием круговорота воды в биосфере и процессов выветривания. Основная форма нахождения

железа в воде – частицы размером 0,01 мм, состоящие из смеси гидроокислов, сульфидов, гуматов и других органических комплексов железа. Образование сульфида железа происходит следующим путём. Первым продуктом взаимодействия окислов, гидроокислов или карбонатов железа с сероводородом будет гидротроилит состава  $\text{Fe}(\text{OH})(\text{SH})$ . Дальнейшая реакция с  $\text{H}_2\text{S}$  приводит к возникновению дисульфидгидридного железа  $\text{Fe}(\text{SH})_2$ , которое может превращаться в пирит следующим путём:  $\text{Fe}(\text{SH})_2 + \text{S} \rightarrow \text{FeS}_2 + \text{H}_2\text{S}$ ;  $\text{Fe}(\text{SH})_2 + 1/2\text{O}_2 \rightarrow \text{FeS}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ;  $\text{Fe}(\text{SH})_2 + 2\text{Fe}(\text{OH})_3 \rightarrow \text{FeS}_2 + \text{H}_2\text{O} + 2\text{Fe}(\text{OH})_2$  [5].

Поскольку появление пирита приурочено к определенным толщам и уровням, то следует предположить, что его образование обусловлено главным образом периодическим привнесом не железа, а серы. Сопоставляя график содержания серы (рис. 3) и количество фрамбоидального пирита в искусственных аншлифах, оценённое визуально, наблюдается некоторая зависимость этих двух компонентов. Если для пресноводных отложений эта закономерность прямая, то есть с увеличением содержания серы увеличивается и процентное содержание пирита, то для морских отложений нет такой закономерности. В аншлифе 178 наблюдалось снижение содержания пиритов по сравнению с другими близкорасположенными аншлифами, хотя содержание серы в породе увеличилось. Это связано с влиянием на формирование фрамбоидального пирита и других факторов.

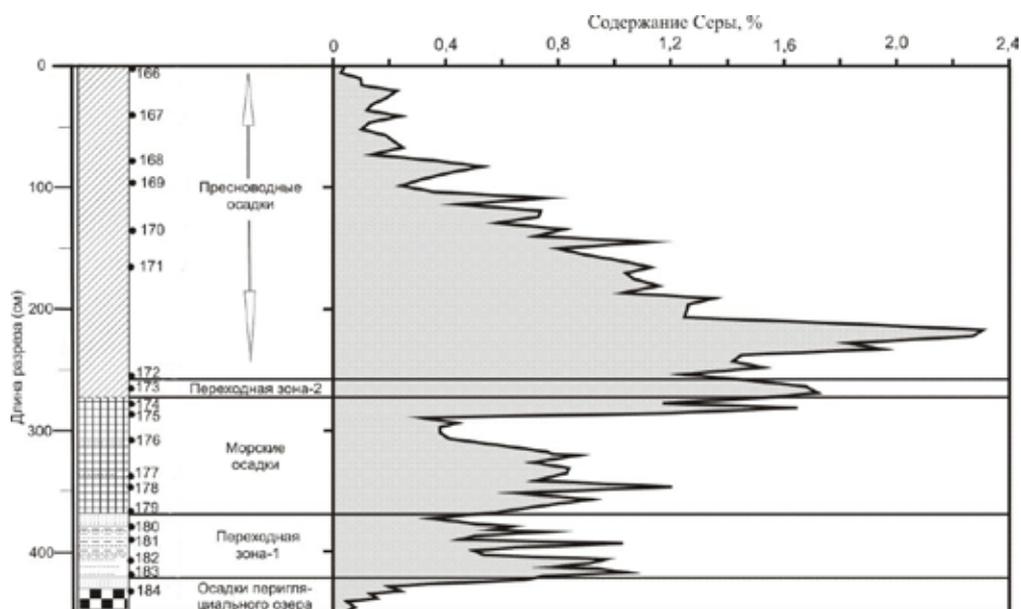


Рис. 3. Изменение содержания серы вглубь по разрезу донных отложений безымянного озера с абсолютной отметкой 81.5 м (СНУ-4).

Можно предположить, что появление пиков на диаграмме содержания серы в донных отложениях (рис. 3) связано с крупными извержениями исландских вулканов. В составе пылевого облака сера достигала района изучения и попадала в донные отложения. Поэтому в ходе минералогического изучения попутно осуществляется поиск вулканических стёкол, что могло бы доказать данную гипотезу.

Большую помощь при подготовке доклада оказал к.г.-м.н. Нерадовский Ю.Н.. При проведении полевых работ помогли студенты Апатитского филиала МГТУ Алексеева А.Н., Стешенко Е.Н. и сотрудник ГИ КНЦ РАН Коваль И.А. Работа выполняется при поддержке РФФИ (грант 11-05-00791-а).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Corner G., Kolka V., Yevzerov V., Møller J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // *Global and Planetary Change*. – 2001. – № 31. – С. 155-177.
2. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Послеледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // *Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова* / Митрофанов Ф.П. (ред.). – Апатиты: Кольский научный центр РАН, 2005. – С. 15-25.
3. Korsakova O., Kolka V. (eds). Quaternary geology and landforming processes. Excursion guide of the International Field Symposium, Kola Peninsula, NW Russia, September 4-9, 2005. – Apatity: Print. Kola Science Centre RAS, 2005. – 68 p.
4. Нерадовский Ю.Н., Даувальтер В.А., Савченко Е.Э. Генезис фрамбоидального пирита в современных осадках озер (Кольский п-в) // *Записки РМО*. – 2009. – Ч. 138. – № 6. – С. 50-55.
5. Войткевич Г.В., Кизильштейн Л.Я., Холодков Ю.И. Роль органического вещества в концентрации металлов в земной коре. – М.: Недра. 1983. – 160 с.

**НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА ЗЕМЛИ ФРАНЦА ИОСИФА НА ОСНОВЕ  
СТОХАСТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА**

**Трегуб А.И., Карякин Ю.В., Кашкаров Н.Н.**

*Воронежский государственный университет, Воронеж, tregubai@yandex.ru*

**NEWEST GEODYNAMICS OF THE FRANZ JOSEF LAND ON THE BASE  
OF THE RELIEF STOCHASTIC MODELS**

**Tregub A.I., Kariakin Y.V., Kashkarov N.N.**

*Voronezh State University, Voronezh*

Методика морфометрического анализа, основанная на применении принципов математической статистики, позволяет выявлять особенности строения рельефа, тесно связанные с неотектоническими движениями [1]. В качестве исходных материалов использованы топографические и батиметрические карты архипелага Земля Франца Иосифа. По выборке замеров рассчитаны основные числовые характеристики распределения высот: математическое ожидание, дисперсия стандартное отклонение и коэффициент асимметрии распределения высот. Математическое ожидание характеризует средние высоты рельефа, позволяет получить генерализованное представление о нем, выделить важнейшие элементы морфоструктуры. Карта стандартных отклонений оценивает среднюю величину разброса высот рельефа вокруг средних значений, позволяет охарактеризовать степень вертикального расчленения поверхности, или ее потенциальную энергию (рис. 1).

Величина этой энергии рассматривается как показатель интенсивности суммарных вертикальных тектонических движений, действовавших с начала образования рельефа.

Карта асимметрии распределения высот характеризует отношение в пределах выборки количества высот больших, чем среднее значение к количеству высот меньших, чем среднее значение. Она дает представление

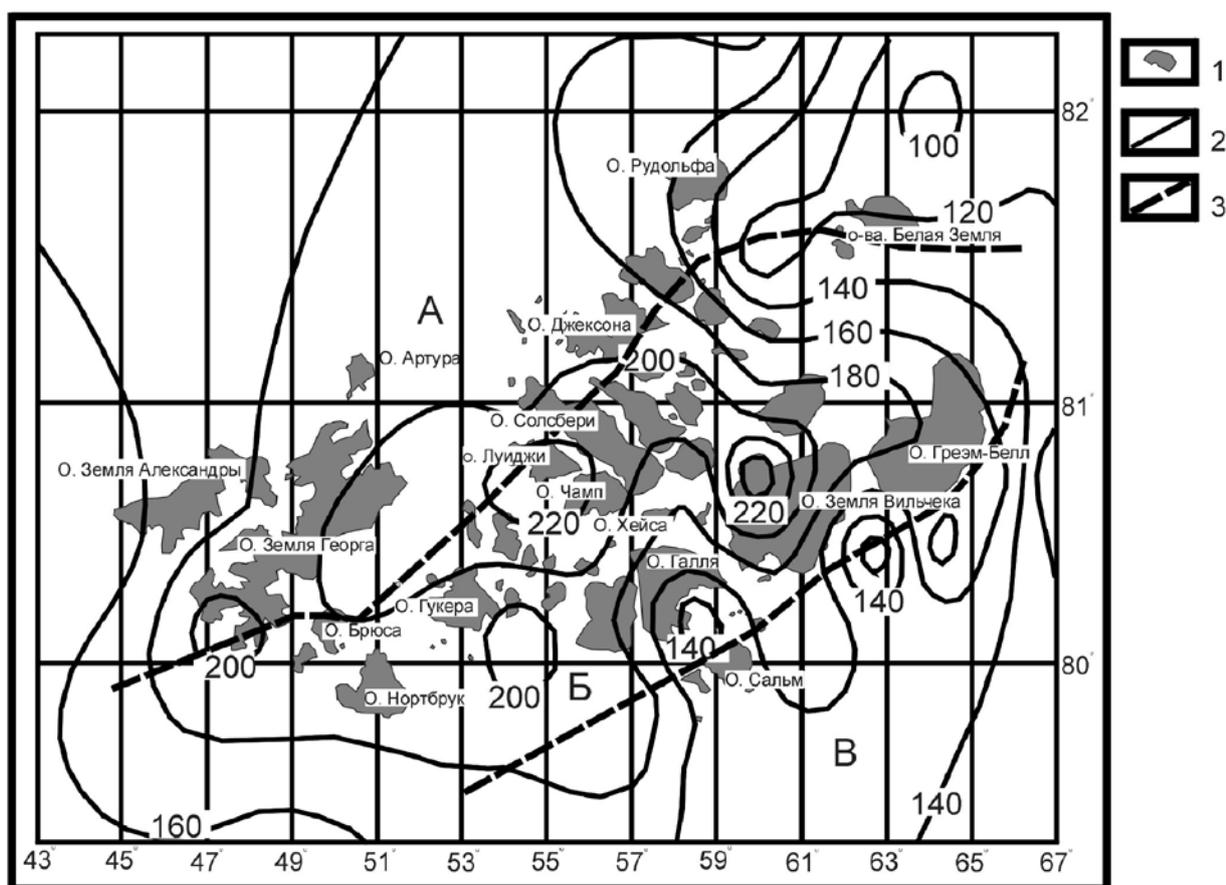


Рис. 1. Карта энергии рельефа архипелага Земля Франца Иосифа.

1 – острова архипелага Земля Франца Иосифа, 2 – изолинии значений стандартных отклонений в распределении высот суши и морского дна (м/кв.км), 3 – границы структурно-формационных зон. Структурно-формационные зоны: А – Александровская, Б – Вильчевская, В – Сальминская по [2].



об общей тенденции развития рельефа, его месте в пределах геоморфологического цикла. Показатель асимметрии может иметь положительное, отрицательное или нулевое значение. В последнем случае рельеф находится на вершине геоморфологического цикла в стадии динамического равновесия между фазой расчленения и выравнивания. Если в рельефе преобладают высоты большие, чем среднее значение выборки, то можно сделать вывод о том, что поверхность испытывает нарастающее вертикальное расчленение, увеличение запасов потенциальной энергии, связанное с активизацией тектонических поднятий. При преобладании высот меньших, чем среднее значение в выборке, можно говорить о фазе выравнивания рельефа, уменьшения его потенциальной энергии, что может быть связано с ослаблением поднятий и инверсией тектонического режима (рис. 2).

Таким образом, морфометрический анализ, основанный на использовании статистических моделей рельефа, позволяет получить важнейшие параметры, характеризующие вертикальные неотектонические движения. Такие как: распределение на площади запасов потенциальной энергии рельефа, или суммарной интенсивности вертикальных тектонических движений (карта стандартных отклонений распределения высот); состояние и тенденции в развитии вертикальных тектонических движений (карта показателей асимметрии распределения высот).

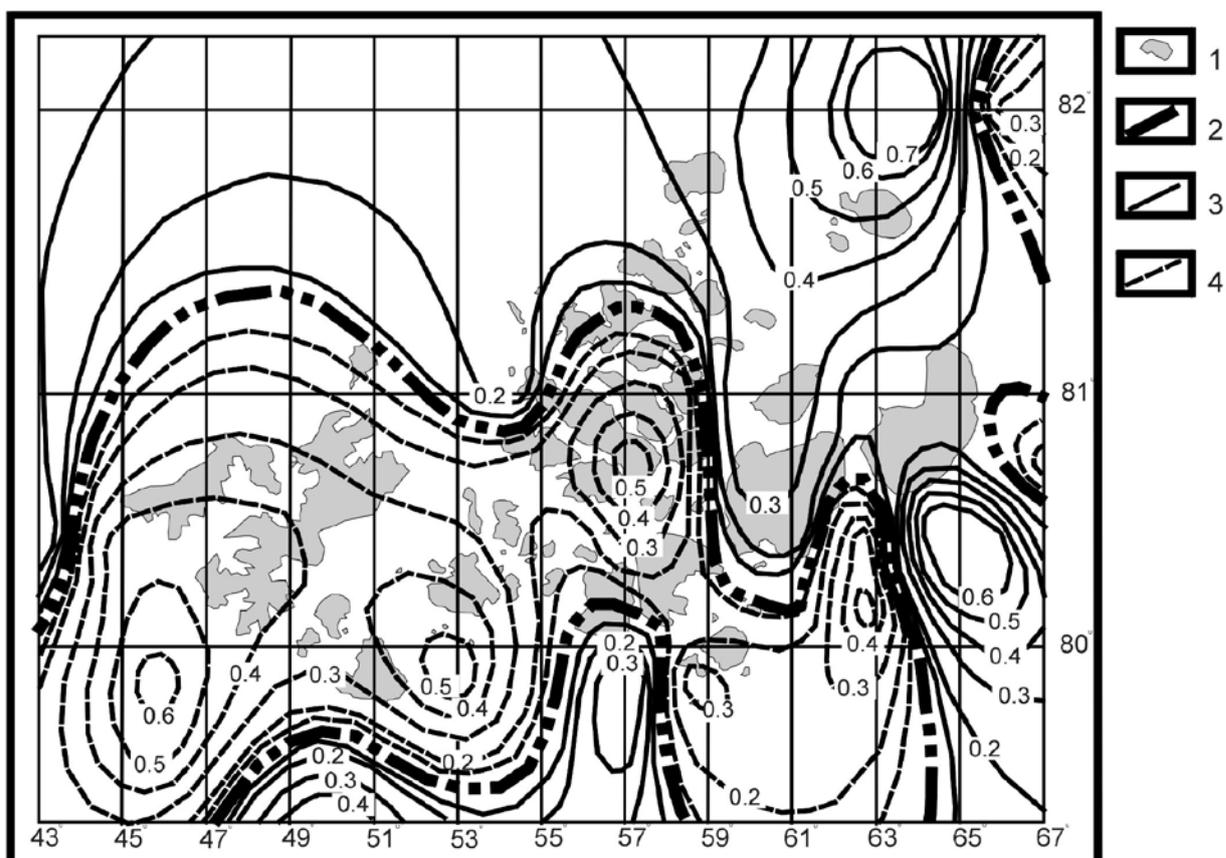


Рис. 2. Карта асимметрии распределения высот архипелага Земля Франца Иосифа.

1 – острова архипелага Земля Франца Иосифа. Изолинии коэффициента асимметрии распределения высот: 2 – с нулевыми значениями, 3 – с положительными значениями, 4 – с отрицательными значениями.

В различиях запасов энергии рельефа в пределах архипелага отчетливо выделяются несколько областей, которые коррелируются со схемой структурно-формационного районирования архипелага Земля Франца Иосифа [2]. Максимальными значениями этого показателя отличается Вильчековская структурно-формационная зона (см. рис. 1). Здесь выделяется несколько активных центров: в районе о. Земля Вильчека, о-вов Луиджи, Чамп, участка акватории к юго-востоку от о. Гукера и в пределах юго-западной части о. Земля Георга. Резко сниженные запасы потенциальной энергии характерны для Сальминской структурно-формационной зоны (с локальными минимумами южнее о. Земля Вильчека, в районе о. Сальм), северо-восточной части Александровской зоны (о-ва Рудольфа, Белая Земля).

Отрицательными значениями коэффициента асимметрии распределения высот, которые характеризуют фазу расчленения в развитии рельефа, обладает большая часть архипелага (см. рис. 2). Интенсивным выравни-

ниванием отличается северная окраина архипелага, где коэффициент асимметрии распределения высот имеет устойчивые по площади положительные значения. Отдельные участки с положительными значениями асимметрии распределения высот фиксируются в пределах Сальминской структурно-формационной зоны.

Такие соотношения величин энергии рельефа и показателей асимметрии распределения высот позволяют сделать следующие предположения:

– Основная часть архипелага Земля Франца Иосифа, сопоставляющаяся в плане с Вильчековской структурно-формационной зоной, в продолжение новейшего тектонического этапа испытывала поднятие, которое продолжается и на современном этапе развития территории.

– Южная окраина архипелага, соответствующая Сальминской структурно-формационной зоне, обладает мозаичным структурным планом, в котором наряду зонами слабых поднятий, испытавших инверсию на современном этапе, выделяются области стабильного выравнивания рельефа, которые могут быть обусловлены нарастающими отрицательными движениями.

– В северо-восточной части территории (область вблизи о. Рудольфа и о-вов Белая Земля) выделяется зона устойчивого развития интенсивных погружений.

– Полученные результаты статистического анализа распределения высот могут быть использованы в сочетании с другими методами при неотектоническом районировании территории.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Порядин В.С. Стохастические модели в морфометрическом анализе / В.С. Порядин. – М.: Недра, 1985. – 152 с.
2. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря./ ред. И.С. Грамберг, В.Л. Иванов, Ю.Е. Погребницкий. – СПб: ВСЕГЕИ, 2004. – 468 с.

### **ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ АЛЛЮВИАЛЬНОЙ ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕГО ДОНА**

**Трегуб Т.Ф.**

*Воронежский государственный университет, Воронеж, tregub108@yandex.ru*

### **THE PROBLEMS OF STRATIGRAPHY OF THE ALLUVIAN FORMATION OF THE UPPER DON**

**Tregub T.F.**

*Voronezh State University, Voronezh*

Климатостратиграфический принцип, положенный в основу расчленения и корреляции отложений неоплейстоцена и аллювиальной формации был сформулирован в пятидесятые годы прошлого столетия. Затем была разработана схема климатических стадий для отдельно взятого ритма плейстоцена. В объеме межледниковой и ледниковой эпох, на основе изменений в показателях тепла и влажности, выделяются четыре стадии: термоксеротическая, термогигротическая, кригигротическая и криоксеротическая.

Обширный палинологический материал, накопленный к настоящему времени свидетельствует о том, что как для различных климатических ритмов неоплейстоцена, так и для их стадий климатические характеристики имели определенные значения. Это в свою очередь обусловило для каждого ритма существование растительного покрова с определенным флористическим составом.

Изучение отложений аллювиальной формации позволило М.Н. Грищенко, а затем и Г.В. Холмовому и Б.В. Глушкову выделить в долине Дона от пяти до семи седиментационных циклов [1, 2]. При этом если учитывать палеогеографические критерии то все выделенные толщи, свиты и надсвиты укладываются в шесть крупных палеогеографических этапов с похолоданиями внутри межледниковых эпох и потеплениями в рамках ледниковий.

Анализ материалов ведущих специалистов в области палеопедогенеза, палеогеографии и климатостратиграфии позволяет сопоставить события и аллювиальные свиты неоплейстоцена. Для нижнего звена большинство исследователей выделяет петропавловско – покровский этап, который объединяет балашовскую почву и тростянский (бобровский) лесс. В долинах этим этапом датируется погребенный аллювий солдатской надсвиты, которая до настоящего времени палинологически не охарактеризована. Развитие следующего ильинско-донского цикла трактуется неоднозначно. В ржаксинском ПЛК выделяется до трех почв. Н.И. Глушанкова для Верхнего Дона описывает две ископаемые почвы, разделенные лессом небольшой мощности (1,5-2м), и донской лесс мощностью 8-10 м (в Приазовье), где прослеживаются два слабо выраженных уровня почвообразования. Н.С. Болиховская для Окско-Донской области в этом хронологическом отрезке выделяет два теплых и два холодных этапа - гремячьевское и семилукское межледниковья, разделяющее их девичье и завершающее донское оледенения. Если учитывать, что данные построения обоснованы не только плеоландшафтными

реконструкциями, но и результатами электронно-парамагнитно-резонансного метода, то для этого временного интервала следует выделять две аллювиальные свиты. Видимо это разночтение требует дополнительного изучения погребенных аллювиальных свит, а возможно и лессово-почвенных серий для территории Верхнего Дона.

Мучкапскому надгоризонту и окскому горизонту соответствует городская почвенно-лессовая серия (ПЛС), которая как для Сейма, так и для Дона представлена воронской почвой и коростелевским лессом. Воронский почвенный комплекс являет собой две зачастую слитные почвы с двумя фазами почвообразования. Погребенный аллювий этого времени фиксируется, как правило, в цокольной части IV надпойменной террасы.

В настоящее время, при обширном материале, накопленном по аллювиальной формации в долине Дона, дискуссионным остается вопрос хронологической принадлежности отложений IV и III террас. Данные геологические тела в стратиграфической схеме помещены в рамки одной ледниковой эпохи среднего неоплейстоцена – московской (днепровской) [3]. При условии отчетливого отражения палеогеографических событий в отложениях аллювиальных циклов, возникает недоумение как в одну ледниковую эпоху, даже при существовании межстадиального потепления могли сформироваться две толщи аллювия такой значительной мощности (30-35 м). Неясным остается и вопрос о времени предваряющем инстративную фазу аккумуляции, если следующая фаза должна отвечать гумидным климатическим условиям.

Палинологические материалы, полученные по террасам различных гипсометрических уровней, как в долине Дона, так и его притоков позволяют утверждать, что в аллювиальной летописи цикла отсутствует определенный период, приходящийся на последнюю стадию одного климатического ритма и начальную стадию последующего [4]. Исходя из этого, полный разрез аллювиальной толщи должен отражать ландшафтную обстановку поздних фаз термоксеротической стадии, определенных фаз термогигротической и криогигротической стадий и лишь начальные фазы криоксеротической стадии, которые могут быть в последующем эродированы или перекрыты отложениями делювиально-пролювиальных фаций. При этом, учитывая специфику процесса накопления аллювиальных толщ (типы аллювия и фазы аллювиальной аккумуляции) палиноспектры, выделенные из них следует рассматривать как наиболее усредненные данные о растительном покрове и его флористическом составе.

В разрезах почвенно-лессовой формации Верхнего Дона для среднего неоплейстоцена выделяются два крупных этапа накопления почв и лессов. Лихвинскому межледниковью соответствует инжавинская почва. Следующий лихвинско-днепровский этап объединяет: калужское похолодание (борисоглебский лесс) – чекалинское межледниковье (каменная почва) – вологодское-жиздринское оледенение (орчинский лесс). Н.И. Глушанкова отмечает как для борисоглебского, так и для орчинского лесса незначительную мощность, за счет чего они в дальнейшем подверглись активной переработке процессами педогенеза [5]. Следующий этап включает горкинское-черепетьское межледниковье (роменскую почву) с последующим московским-днепровским оледенением, которое в стратиграфической схеме отвечает железногорскому ПЛК с цинским лессом – курской почвой – мерцаловским лессом [6]. В перигляциальной зоне днепровские лессы достигают максимальной мощности (от 6 до 12 м), которая уменьшается в южном направлении. При этом в его составе выделяется от одного до двух уровней интерстадиального почвообразования.

В процессе изучения неоплейстоценовых аллювиальных отложений как в рамках тематических, так и поисково-съёмочных работ автором были получены материалы согласующиеся с вышеизложенными этапами почвенно-лессовой серии. Палинологические данные из разреза «Духовое» и разреза IV террасы в долине Сейма (южная окраина с. Самсоновки) отражают четкие различия палеогеографической обстановки, в которой происходило накопление отложений двух аллювиальных толщ.

Разрез IV террасы (описан Глушковым Б.В.) по литологическому строению близок Кривоборьевскому и разрезам у с. Средний Игорец.

Здесь, так же в разрезе присутствуют три почвенных горизонта. Две верхние почвы характеризуются меньшей мощностью по отношению к нижней. Различия состоят в отсутствии эрратического материала в базальном горизонте и мерзлотных деформаций в почвах. Нижняя почва является стратиграфическим рубежом. Она перекрывает мучкапские отложения, а лихвинская пачка маркируется второй снизу почвой, выше залегают образования, отражающие два похолодания с промежуточным теплым этапом, что соответствует калужско-чекалинско-жиздринскому времени.

Глинисто-песчаная пачка отложений, подстилающая почву, по палинологическим данным накапливалась в последние фазы термогигротической стадии мучкапского межледниковья и определенные фазы криогигротической стадии окского оледенения. Данный вывод опирается на наличие в составе спектров, значительного количества пыльцы сосен секций: *Banksia*, *Sula*, которые выше по разрезу не отмечены.

На уровне второй почвы прослеживается палинозона с большим количеством пыльцы теплолюбивых пород, в составе которых отмечено значительное количество пыльцы рода *Fagus* (до 6 %), и присутствуют

единичные зерна родов *Zelkova*, *Juglans*, *Ilex*. Наличие экзотов и бука на фоне кварцевально-цеолитового ценокомплекса с заметным участием пыльцы сосен секций *Cembra* и *Strobus* четко указывает на лихвинский возраст отложений. Подтверждением такого вывода является и дальнейшее развитие ландшафтов, отразившееся в разрезе у с. Самсоновка. Выше по разрезу зафиксированы два похолодания и одно потепление. Причем состав древесной растительности остается примерно таким же, как и для вышеописанной зоны. Отличие сводится к вариативности содержания теплолюбивых элементов до полного выпадения из состава спектра.

Таким образом, отложения IV террасы сформировались в лихвинско-жиздринский (вологодский) стратиграфический интервал. При этом в конкретных разрезах возможны варианты перекрытия собственно лихвинских отложений непосредственно, более молодыми образованиями, с фауной хазарского комплекса, за счет последующего размыва и формирования на теле террасы отложений пролювиально-делювиального генезиса.

Разрез у с. Духовое в процессе длительного изучения в стратиграфическом отношении либо соответствовал верхней части среднего неоплейстоцена, либо относился к микулинскому межледниковью. Палинологические материалы, полученные из разрезов Духовое и III террасы долины р. Оскол, свидетельствуют о наличии неоплейстоценовых флор моложе лихвинских и древнее микулинских. Оптимальные фазы данной палеорастительности соответствуют времени образования роменской почвы. Межледниковье характеризуется небогатым набором теплолюбивых пород и небольшим их содержанием. Боровой ценокомплекс слагается здесь только сосной обыкновенной и меловой. В то время как, в нижней части разреза Духовое (до зоны размыва) присутствуют сосны секций: *Cembra*, *Strobus*, а так же значительно богаче состав теплолюбивых пород, с участием экзотов *Fagus*, *Ilex*, *Rhus*, *Juglans*, *Ostrya*. Подобная резкая смена флористического состава растительности может свидетельствовать о более древнем возрасте цоколя террасы, который хорошо сопоставляется с лихвинскими флорами.

Все вышеизложенное свидетельствует о цокольном строении IV и III террас и позволяет обосновать хронологическую приуроченность данных аллювиальных свиты к различным, как межледниковым, так и ледниковым эпохам. Вероятно, два похолодания (калужское и жиздринское) с достаточно теплым межстадиалом (чекалинским) и представляли собой одну достаточно прохладную, но мягкую ледниковую эпоху.

Принадлежность отложений III террасы к горкинско-московскому (днепровскому) этапу среднего плейстоцена логически подводит к мысли о том, что лискинская свита пока не имеет палеонтологического обоснования для выделения в стратиграфической схеме.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Грищенко М.Н. Плейстоцен и голоцен бассейна Верхнего Дона. – М.: Наука, 1976. – 227с.
2. Холмовой Г.В. Неогеновые и четвертичные отложения Среднерусской возвышенности / Г.В. Холмовой, Б.В. Глушков. – Воронеж, 2001. – Тр. НИИ геологии. Вып.1. – 220 с.
3. Иосифова Ю.И. Верхний Дон как страторегион среднего плейстоцена Русской равнины / Ю.И. Иосифова, Агаджанян А.К., Писарева В.В., Семенов В.В. // Палинологические, климатостратиграфические и палеоэкологические реконструкции. – СПб.: Недра, 2006. – С. 41-84.
4. Постоленко Г.А. Условия и хронология формирования пластов четвертичных автохтонных аллювиальных россыпей / Г.А. Постоленко // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучен. четвертичного периода. – Новосибирск: РАН, 2009. – С. 483-486.
5. Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене / Н.И. Глушанкова. – Смоленск-Москва: МГУ, 2008. – 348 с.
6. Болиховская Н.С. Схема периодизации, корреляции и возраст климатических событий неоплейстоцена / Н.С. Болиховская, Н.А. Молодых // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучен. четвертичного периода. – Новосибирск: РАН, 2009. – С. 75-78.

**О ПАЛЕОМАГНЕТИЗМЕ РАЗРЕЗА БЕЛОВО И ПРОБЛЕМАХ ПАЛЕОМАГНИТНОЙ СТРАТИГРАФИИ ЛЁССОВИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИОБСКОГО ПЛАТО**

**Фаустов С.С.**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
Москва, faustovs@rambler.ru*

**ABOUT PALEOMAGNETISM OF BELOVO SECTION AND THE PROBLEMS OF PALEOMAGNETIC STRATIGRAPHY OF THE LOESS-PALEOSOL SEDIMENTS OF THE PRIOBSKOE PLATEAU**

**Faustov S.S.**

*Moscow State University, Department of Geography, Moscow*

В принятом решении VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (Новосибирск, 2009) была выражена «озабоченность по поводу разногласий в палеомагнитных заключениях по опорному разрезу Западной Сибири – Белово». Совещание было введено в заблуждение выступлением В.А. Большакова, который заявил, что «положение инверсии Матуяма/Брюнес в разрезе Белово не установлено» [1]. Основанием для такого заявления послужили ссылки В.А. Большакова на разночтения результатов палеомагнитных исследований в монографии [2] и двух других публикациях с моим участием. Ещё в статье [3] я обратил внимание читателей и В.А. Большакова на то, что корректной является ссылка только на исходные палеомагнитные данные, определяющие палеомагнитную границу: кривые магнитного склонения и наклонения на авторском рис. 5 в упомянутой монографии, стандартные и общепринятые для изображения результатов палеомагнитных исследований. Другая информация о положении границы (например, в той же монографии по подошве, или по кровле 9-й ископаемой почвы – в тексте заключения по разрезу и т.п.) является ошибочной. Кривые магнитного склонения и наклонения из палеомагнитного раздела этой монографии приведены ниже (см. рисунок, графа «А»).

Как видно на рисунке (графа А), смена полярности отложений с обратной на прямую, интерпретируемая как палеомагнитная граница Матуяма/Брюнес определена в основании красnodубровской свиты в слое суглинков под самой нижней в разрезе 9-й ископаемой почвой (евсинский педокомплекс по В.С. Зыкиной). Первые исследования разреза Белово, выполненные Г.А. Пospelовой и А.Н. Зудиным [4] (Б), носили рекогносцировочный характер и дают очень мало информации, но обнаруживают наличие обратной полярности в отложениях кочковской свиты и прямой полярности в отложениях красnodубровской свиты. Палеомагнитные исследования разреза были выполнены также В.В. Семеновым [5], графа (В). Как видно на рисунке (В), вся лёссово-почвенная толща, включая евсинский педокомплекс, находится в зоне прямой полярности, которая формировалась в хроне Брюнес. Отложения древнее евсинского педокомплекса не опробованы (на графике в работе [5] нет данных), и поэтому палеомагнитная граница Матуяма/Брюнес не была определена. В 1987 г. рекогносцировочные исследования разреза были выполнены В.А. Большаковым. В его публикации [6] никаких графических и экспериментальных материалов по разрезу не приводится. Однако автор отмечает, что «...все видимые почвы красnodубровской свиты разреза Белово (и, в частности, *четыре нижних погребенных почвы*) намагничены прямо и только в лежащих в основании сизых суглинках кочковской свиты намагниченность обратная» (в цитате сохранено авторское правописание, курсив мой – С.Ф.). Эта информация отображена на рисунке в графе «Г».

Приведенные материалы показывают согласованные данные. Между ними нет противоречий.

Особняком стоят материалы, опубликованные в статье С.А. Архипова с соавторами [7]. Палеомагнитные характеристики по разрезу Белово в этой статье, к сожалению, не приведены, однако авторы пишут: «Новые палеомагнитные данные, полученные З.Н. Гнибиденко, показывают, что намагничены по современному полю все отложения (подчеркнуто мною – С.Ф.), вскрывающиеся в Беловском разрезе». В то же время, в соседнем разрезе балки Благодатная, повторяющем нижнюю часть основного разреза Белово, авторы выделяют интервал обратной полярности, не связанный, по их мнению, с хроном Матуяма. К зоне Матуяма авторы относят обратно намагниченные суглинки, залегающие под слоем песков, в разрезе выше по течению Оби. Однако с моей точки зрения интервал обратной полярности, выделенный в разрезе балки Благодатная, относится к верхней части зоны Матуяма. Есть основания предполагать [8], что режимы магнитной чистки были недостаточны (образцы недочищены), в результате чего собственные данные З.Н. Гнибиденко не согласуются по близко расположенным расчисткам и находятся в противоречии с изложенными выше результатами других исследований.

Подводя итог обсуждению палеомагнитных исследований разреза Белово, можно заключить, что проблемы стратиграфического положения границы Матуяма/Брюнес в нём не существует. Приведенные материалы не противоречат результатам наиболее полных исследований разреза, опубликованных в [2] и показанных на рисунке (графа А). Есть разночтения и ошибки, и я благодарен В.А. Большакову за то, что он обратил на них внимание исследователей. Будучи профессионалом-палеомагнитологом, он должен был бы указать читателям, где достоверные исходные авторские данные, а где ошибки. Вместо этого В.А. Большаков навязал дискуссию вокруг надуманной проблемы и тем самым увел обсуждение от серьезных стратиграфических и палеогеогра-

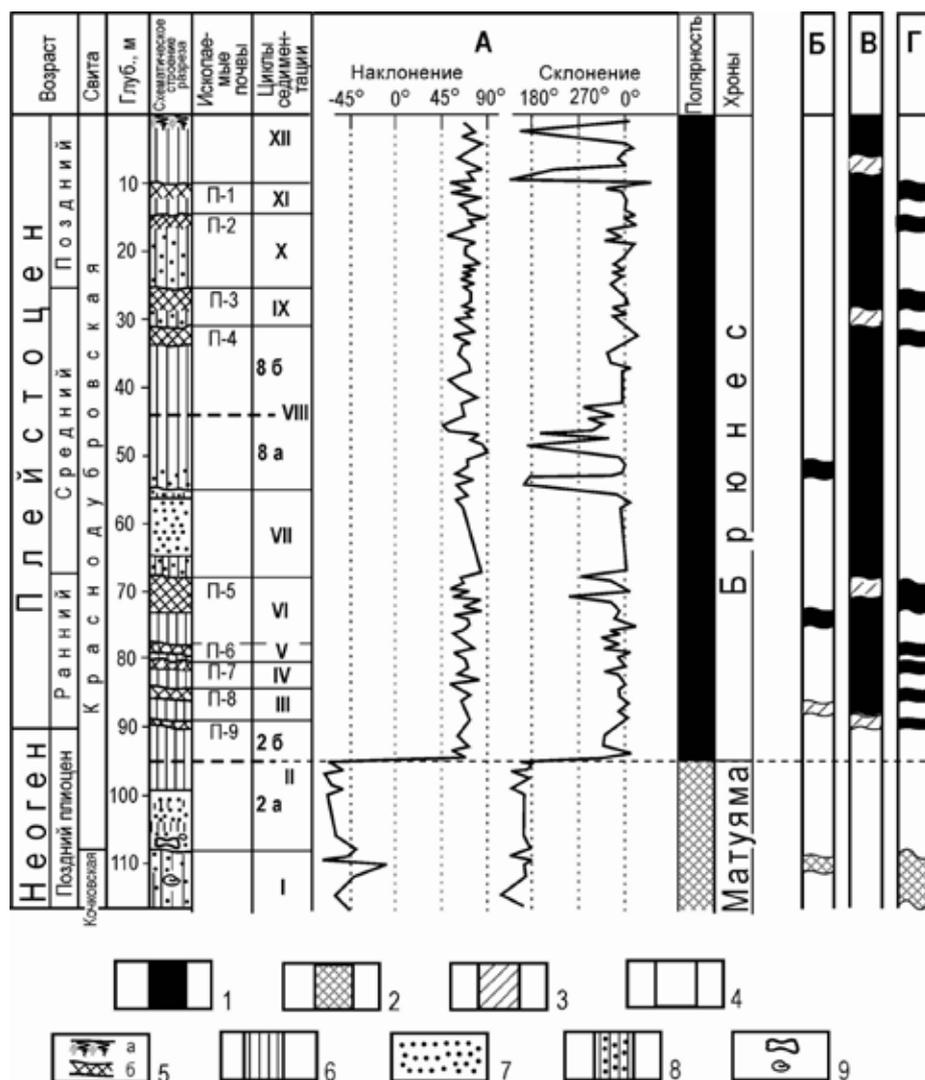


Рис. Результаты палеомагнитных исследований разреза Белово.

А – из работы [2]; Б – по работе [4]; В – по данным В.В.Семенова [5]; Г – по В.А. Большакову [6]. Схематическое строение разреза и стратиграфия – по работе [2]. Условные обозначения: 1, 2, 3, 4 – полярность отложений (1 – прямая, 2 – обратная, 3 – аномальная, 4 – не изучено); 5 – почвы: а – современная, б – ископаемая; 6 – суглинки лёссовидные; 7 – пески; 8 – суглинки опесчаненные; 9 – ископаемые кости и моллюски.

фических проблем лёссово-почвенных отложений Приобского плато в целом.

Впервые С.А. Архипов [9], а затем В.А. Зубаков [10] отметили неоднозначность стратиграфического положения палеомагнитной границы Матуяма/Брюнес в отложениях Приобского плато. В связи с этим В.А. Зубаков писал: «...в настоящее время любую из многих схем магнитостратиграфического расчленения кочковско-краснодубровской серии надо считать гипотетической» [10]. Эти проблемы, спустя четверть века, вынудили авторов работы [7] принять два значительно различающихся варианта корреляции новейших отложений Западно-Сибирской равнины. По В.А. Зубакову «Одной из причин такого положения является чрезвычайная мозаичность разреза краснодубровской и кочковской свит, расчленяющихся на многочисленные седиментационные пачки по разделяющим погребенным почвам... Кроме того, в некоторых разрезах пачки выклиниваются то ли за счет размыва, то ли за счет смены констративного наслоения перстративным» [10].

В Сибири возобладала точка зрения об эоловом генезисе лёссов и лёссовидных пород Приобского плато, а представления об их водном генезисе признаны неверными [11]. Однако магнитные свойства ископаемых почв и лёссовидных пород в разрезе Белово и «плавающая», изменяющая свое стратиграфическое положение, палеомагнитная граница Матуяма/Брюнес в отложениях Приобского плато не могут быть объяснены с позиций их эолового происхождения. Накопление лёссовидных отложений Приобского плато отличается от классических лёссов Китая, Русской равнины. Разрез Белово имеет циклическое строение, связанное с ритмическим поступлением терригенного материала, обусловленным тектоническими процессами в соседнем Горном Алтае и субаквальным его накоплением в Приобье (осадки мелководных водоемов, разливы и др.) [2]. К аналогич-

ному выводу пришли авторы монографии [12]: «Фактические данные, полученные в результате исследований на участке «Володарка», свидетельствуют о преимущественно водном происхождении лёссовых пород Приобского плато».

Циклическое строение лёссовидных отложений по заключению А.А. Свиточа не связано с климатическими факторами. Представления о синхронности формирования лёссов и лёссовидных пород оледенениям, а погребенных почв межледниковьям и межстадиалам, не находят подтверждения в материалах исследований, опубликованных в монографии [2]. На невозможность корреляции лёссовидных пород Западной Сибири с оледенениями прямо указывается в работе [13]. Магнитные свойства ископаемых почв и лёссовидных пород в разрезе Белово хорошо объясняются с позиций неклиматической концепции их формирования, которые, в отличие от разрезов Лёссового плато Китая, не являются носителями информации о глобальных изменениях климата [3].

В разрезе Белово помимо перерывов в осадконакоплении между циклами отчетливо проявляется стратиграфический перерыв по измеренной границе Матуяма/Брюнес. [3, 14]. В частности, в Белово между границей Матуяма/Брюнес и кочковской свитой нет ни одной ископаемой почвы, в то время как в соседнем разрезе Володарка ниже границы Матуяма/Брюнес устанавливается не менее 4-х циклов, которые венчаются ископаемыми почвами [12]. Стратиграфическое положение истинной границы Матуяма/Брюнес в разрезе Белово не установлено, так как она попадает на седиментационный перерыв. Очевидно только, что она располагается ниже 9-й ископаемой почвы (евсинского педокомплекса). В связи с этим трудно определить количество ископаемых почв в новейших отложениях Приобского плато выше границы Матуяма/Брюнес. Но их не менее 9, как в разрезе Белово. Напомним, что в лёссах Китая граница Матуяма/Брюнес, приуроченная к 19 ИКС, устанавливается в 7-й ископаемой почве.

Попытки сопоставить чередование ископаемых почв и лёссовидных суглинков Приобья с изотопно-кислородной кривой (на основе парадигмы почва → межледниковье, лёсс → оледенение), которые предпринимаются в некоторых работах, не могут быть продуктивными. Нельзя сопоставлять климатически обусловленные изотопно-кислородные стадии с ископаемыми почвами и лёссовидными суглинками, связанными (в Приобье) с неклиматическими факторами. Стремление привязать циклы седиментации к изотопно-кислородным стадиям приводит к тому, что в одних случаях каждой отдельной почве приписывается межледниковый статус, и она сопоставляется с одной изотопно-кислородной стадией. В других случаях предлагается произвольно объединять 2 или 3 почвы (с разделяющими их лёссами) в один почвенный комплекс, отражающий одно межледниковье, [6]. Такой путь предлагается, в частности, для разрешения противоречия между положением границы Матуяма/Брюнес в «теплой» 19-й изотопно-кислородной стадии и в «холодном» лёссовом горизонте в разрезе Володарка [6]. С позиций В.А.Большакова следует «рассматривать все три погребенные почвы (ПП1 – ПП3) и заключенные внутри них (? – очевидно между ними – С.Ф.) лёссовые горизонты как почвенный комплекс, отражающий одно межледниковье со стадиями похолодания». Но для таких «манипуляций» необходимо, как минимум, определение статуса почв – межледникового или межстадиального. Однако таких данных нет. Противоречие легко разрешается, если принять «неклиматическую» концепцию цикличности лёссово-почвенных отложений Приобья, убедительно аргументированную в работах [2, 10, 13]. В этом случае на время инверсии Матуяма/Брюнес может приходиться как образование почв, так и накопление лёссовидных отложений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Большаков В.А. Еще раз о палеомагнетизме разреза Белово на реке Обь и его корреляции с разрезом Володарка // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск: изд-во СО РАН, 2009. – С. 78-80.
2. Разрез новейших отложений Алтая (опорные разрезы новейших отложений) / К.К. Марков (ред.). - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. – 208 с.
3. Фаустов С.С. О палеоклиматических реконструкциях на основе магнитных свойств и палеомагнетизма отложений лёссовой формации Приобья // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. – М.: Географический факультет МГУ, 2008. – Вып. 2. – С. 168-183.
4. Пospelова Г.А., Зудин А.Н. О расчленении плиоцен-четвертичных отложений Приобского степного плато (по палеомагнитным данным) // Геология и геофизика. – 1967. – № 6. – С. 11-20.
5. Зыкина В.С., Волков И.А., Семенов В.В. Реконструкция климата неоплейстоцена Западной Сибири по данным изучения опорного разреза Белово // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2000. – Вып. 2. – С. 229-249.
6. Большаков В.А. Новые данные магнитного и палеомагнитного изучения разреза Володарка на р. Обь // Физика Земли. – 2007. – № 2. – С. 66-74.
7. Архипов С.А., Зыкина В.С., Круковер А.А., Гнибиденко З.Н., Шелкопляс В.Н. Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лёссово-почвенных отложений Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 6. – С. 1027-1048.

8. Фаустов С.С. О палеомагнитной границе Магуяма/Брюнес в отложениях лёссовой формации Русской равнины и Приобья // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3. - М.: Географический факультет МГУ, 2011 (в печати).
9. Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1971. – 329с.
10. Геохронология СССР. Том III. Новейший этап. – Л.: «Недра», 1974. – 359 с.
11. Фанерозой Сибири. Т. 2. Мезозой, кайнозой. – Новосибирск: Наука, 1984.
12. Лёссовый покров Земли и его свойства. – М.: Изд-во МГУ, 2001. – 464 с.
13. Адаменко О.М., Городецкая М.С. К проблеме происхождения лёссовых пород Западной Сибири // Известия АН СССР, сер. геогр. – 1970. – № 3. – С. 67-79.
14. Методы палеогеографических реконструкций: методическое пособие / П.А. Каплин, Т.А. Янина (ред.). М.: Географический факультет МГУ, 2010. – 430 с.

#### СУБАЭРАЛЬНЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КРАТЕРА ОЗЕРА ЭЛЬГЫГЫТГЫН (ЧУКОТКА)

**Федоров Г.Б.<sup>1</sup>, Швамборн Г.<sup>2</sup>, Морозова Е.А.<sup>1</sup>, Андреев А.А.<sup>3</sup>, Останин Н.Б.<sup>4</sup>, Ширрмайстер Л.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, [fedorov@aari.ru](mailto:fedorov@aari.ru)

<sup>2</sup> Институт полярных и морских исследований Альфреда Вегенера, Потсдам, Германия

<sup>3</sup> Институт геологии и минералогии, Университет Кёльна, Кёльн, Германия

<sup>4</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

#### TERRESTRIAL QUATERNARY DEPOSITS OF THE EL'GYGYTGYN LAKE CRATER

**Fedorov G.B.<sup>1</sup>, Schwamborn G.<sup>2</sup>, Morozova E.A.<sup>1</sup>, Andreev A.A.<sup>3</sup>, Ostanin N.B.<sup>4</sup>, Schirrmeister L.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg

<sup>2</sup> Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Potsdam, Germany

<sup>3</sup> Institute of Geology and Mineralogy, University of Cologne, Cologne, Germany

<sup>4</sup> Sankt Petersburg State University, St. Petersburg

Озеро Эльгыгытгын расположено в Центральной Чукотке (67°30' С.Ш. и 172° 05' В.Д.; рис. 1) примерно в 100 км севернее полярного круга. Озеро занимает юго-восточную часть метеоритного кратера диаметром 18 км. Диаметр самого озера составляет 11 км, а максимальная глубина 175 м. Кратер сформировался 3.6 млн. лет назад [1, 2]. Полученный, к настоящему моменту, керн всей толщи донных отложений этого озера (315 м) [3], позволит детально реконструировать развитие природной среды, начиная с конца плиоцена. При очевидной важности исследований донных озерных отложений, большое значение имеют палеогеографические и стратиграфические исследования наземных отложений кратера озера Эльгыгытгын. Многие вопросы, связанные с субэральными отложениями в районе озера освещены в работах О.Ю. Глушковой с соавторами [4, 5, 6], а также наших собственных работах [7, 8, 9]. Однако, в результате исследований керна скважины D3 глубиной 141,5 м, пробуренной на северо-западном побережье озера (см. рис. 1) зимой 2008 года, а также дополнительных исследований двух кернов из мелких (5 м) скважин P1 и P2, пробуренных ранее в южной и северной частях кратера (см. рис. 1), удалось существенно дополнить и уточнить представления о стратиграфии и условиях формирования субэральными четвертичными отложениями в пределах кратера.

Скважина D3 вскрыла мощную толщу аллювиально-пролювиального конуса выноса. Однако лишь верхние 10 м этой толщи накапливались в субэральными условиях. Остальная толща, судя по литологическим и геохимическим характеристикам, накапливалась в субаквальной части конуса выноса. К настоящему моменту, мы пока не располагаем достаточными данными для детального стратиграфического расчленения субаквальной части толщи. Верхние 10 м отложений, вскрытых скважиной D3, также как и отложения, вскрытые скважинами P1 и P2 накапливались в позднее ледниковье, ранний и средний голоцен. Спорово-пыльцевые спектры из всех трех скважин хорошо коррелируются. Палеоботанические реконструкции отличаются большей степенью детальности по сравнению с данными по озерным кернам, что связано с большей скоростью осадконакопления на суше, чем в озере.

В целом, субэральные четвертичные отложения кратера озера Эльгыгытгын представлены элювиальными отложениями, в основном развитыми на высоких отметках по обрамлению кратера, различными фациями склоновых отложений (обвальными и осыпными на крутых склонах и солифлюкционными на более пологих), делювиальными отложениями, пролювиальными и аллювиальными отложениями, среди которых наибольшие мощности сложены отложениями конусов выноса ручьев, впадающих в озеро и отложениями береговой зоны, в основном представленными пляжевыми фациями и фациями береговых валов. Большое стратиграфическое и



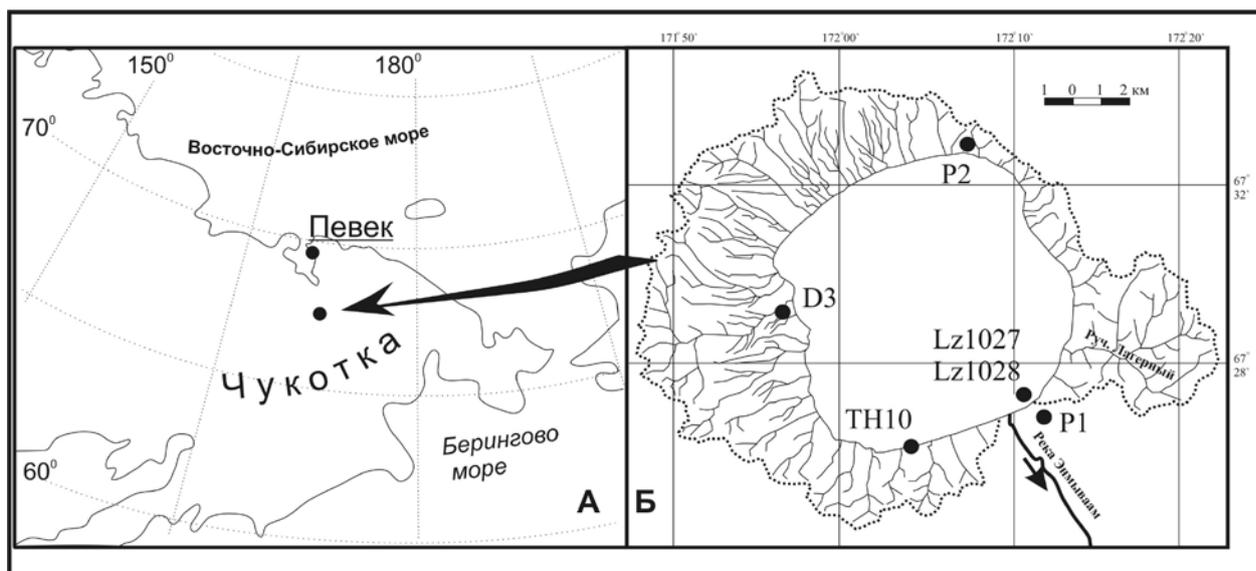


Рис. 1. Схема расположения (А) и схема водосборного бассейна (Б) озера Эльгыгытгын, с указанными местами расположения скважин и разрезов, упомянутых в тексте.

палеогеографическое значение имеют отложения речных и озерных террас. Речные террасы в пределах кратера развиты лишь в долине самого крупного притока (руч. Лагерный, см. рис. 1) и в верховьях реки Энмываам (см. рис. 1), вытекающей из озера. Что касается озерных террас, то их с уверенностью можно выделить четыре [4, 5, 6, 7, 9, 10], три из которых находятся выше и одна ниже современного уровня воды в озере. Самая высокая терраса расположена на высотах 35-40 м. Она представляет собой абразионный цоколь лишь с единичными окатанными гальками на поверхности. Возраст ее не определен. О.Ю. Глушкова предположительно относит ее образование к среднему плейстоцену [5, 6]. Следующая терраса расположена на высотах 9-12 м над уровнем озера. Слагающие ее отложения описаны в юго-восточной части кратера (ТН 10, см. рис. 1). К сожалению, абсолютный возраст этих отложений неизвестен из-за методических проблем, с которыми мы столкнулись (недостаточное содержание углерода для радиоуглеродного датирования с одной стороны, и вулканическое происхождение кварца, осложняющее ОСЛ датирование, с другой). Единственное, что позволяют утверждать результаты ОСЛ датирования, это то, что возраст этих отложений не древнее позднего плейстоцена [7]. На основе интерпретации спорово-пыльцевых спектров О.Ю. Глушкова относит формирование нижней части разреза к каргинскому времени (приблизительно соответствует МИС 3) с относительно теплыми условиями, а верхней части к сартанскому времени (МИС 2) с крайне суровыми климатическими условиями [6]. Однако, на основании известных к настоящему моменту радиоуглеродных датировок [10], к сартанскому времени относится формирование следующей озерной террасы, расположенной на 10 м ниже современного уровня озера. Таким образом, формирование отложений террасы высотой 9-12 м над уровнем озера, вероятно, следует отнести к одному из потеплений и последующему похолоданию зырянского времени (МИС 5 и 4). Следующая терраса отчетливо выражена в батиметрии озера и представлена своеобразным шельфом на десятиметровой глубине, в основном в южной и юго-восточной частях котловины. Отложения этой террасы вскрыты двумя колонками двухметровой длины (Lz1027, Lz1028, [10]) и представлены типичными пляжевыми фациями. Радиоуглеродные датировки этих отложений свидетельствуют о том, что их формирование продолжалось еще в позднем ледниковье (около 13000 л. н., [10]), однако, практически таким же возрастом (около 12000 л. н., [6]) датируется начало формирования следующей озерной террасы, которая выше современного уровня озера на 3-5 м, и начало формирования серии береговых валов (около 13000 л. н., [7, 9]), маркирующих более высокий, чем современный уровень озера. Это говорит о том, что в позднеледниковое время произошел экстремально быстрый и весьма значительный по амплитуде (около 15 м) подъем уровня озера. Это связано с коренными климатическими изменениями во время позднеледникового потепления (аллерёд). В отложениях, вскрытых скважиной D3 к, непродолжительному аллереде, относятся почти семиметровая толща. Такие большие скорости осадконакопления, свидетельствуют о катастрофическом увеличении эрозионно-аккумулятивной активности. Спорово-пыльцевые спектры из отложений того времени свидетельствуют о развитии растительности связанной с активным заболачиванием. Все это, очевидно, говорит о весьма значительной переувлажненности территории в аллереде и, как следствие, коренном и катастрофически быстром изменении гидрологического режима.

Голоценовые субаэральные отложения кратера озера Эльгыгытгын представлены различными склоновыми фациями, современным аллювием и пролювием водотоков, аллювием первой и второй надпойменных террас ручья Лагерный [6], отложениями современного пляжа и серии береговых валов. Палинологические и

изотопные исследования голоценовых субэаральных отложений свидетельствуют о раннеголоценовом климатическом оптимуме и установлении климатических условий близких к современным после 3000-3500 л. н.

Все материалы, использованные в работе, получены в рамках международного проекта «Глубокое бурение озера Эльгыгытгын». Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 10-05-00235-а. Кроме того, часть приведенных результатов получена в рамках гранта № 11.G34.31.0025 Правительства РФ и гранта российско-германской лаборатории им. Отто Шмидта.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гуров Е.П., Гурова Е.П. Геологическое строение и ударный метаморфизм вулканогенных пород метеоритного кратера Эльгыгытгын. Препринт 81-4. – Киев: ИГН АН УССР, 1981. – 61с.
2. Layer P. Argon-40/argon-39 age of the El'gygytyn impact event, Chukotka, Russia // Meteor. Planet. Sci. – 2000. – V.35. – P. 591-599.
3. Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P., Koeberl C., et al. The Lake El'gygytyn Scientific Drilling Project – Conquering Arctic Challenges through Continental Drilling // Scientific Drilling. – № 11. – 2011. – P. 29-40.
4. Глушкова О.Ю. Геоморфология и история развития рельефа района озера Эльгыгытгын // Природа впадины озера Эльгыгытгын. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. – С. 26-48.
5. Glushkova O.Yu. and Smirnov V.N. Pliocene to Holocene Geomorphic Evolution and Paleogeography of the El'gygytyn Lake region, NE Russia // J. Paleolimnol. – V. 37. – 2007. – P. 37-47.
6. Глушкова О.Ю., Смирнов В.Н., Матросова Т.В., Важенина Л.Н., Браун Т. Климатостратиграфическая характеристика и радиоуглеродные датировки террасового комплекса в бассейне оз. Эльгыгытгын // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2009. – № 2. – С. 31-43.
7. Федоров Г.Б., Швамборн Г., Большианов Д.Ю. Колебания уровня озера Эльгыгытгын в позднечетвертичное время // Вестник СПбГУ. – 2008. – Сер. 7 (геол., геогр.). – Вып. 1. – С. 73-78.
8. Schwamborn G., Meyer H., Fedorov G., Schirrmeyer L., Hubberten, H.-W. Ground ice and slope sediments archiving Late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of Elgygytyn Impact Crater, NE Siberia // Quaternary Research. – V. 66. – 2006. – P. 259-272.
9. Schwamborn G., Fedorov G., Schirrmeyer L., Meyer H., Hubberten H.-W. Periglacial sediment variations controlled by late Quaternary climate and lake level change at Elgygytyn Crater, Arctic Siberia // Boreas. – V. 37. – 2008. – P. 55-65.
10. Juschus O., Pavlov M., Schwamborn G., Preusser P., Fedorov G., Melles M. Late Quaternary Lake-Level Changes of Lake El'gygytyn, NE Siberia. – 2011 (в печати).

## ПАЛЕОПОТАМОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ВОЛГО-ВЯТСКОЙ СЕРИИ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ СВИТ В НИЖЕГОРОДСКОМ ПОВОЛЖЬЕ

Фридман Б.И.<sup>1</sup>, Щерба В.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Нижегородский государственный педагогический университет, Нижний Новгород, [fridman-geol@mail.ru](mailto:fridman-geol@mail.ru)

<sup>2</sup> Московский государственный гуманитарный университет им М.А. Шолохова, Москва, [shcherba\\_va@mail.ru](mailto:shcherba_va@mail.ru)

## PALEOPOTAMOLOGICAL CRITERIA OF THE QUATERNARY VOLGA-VYATKA SERIES OF ALLUVIAL SUITES IN THE NIZHNIY NOVGOROD VOLGA'S REGION

Fridman B.I.<sup>1</sup>, Shcherba V.A.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Nizhegorodskii State Education University, Nizhny Novgorod

<sup>2</sup> Moscow State Humanities University, Moscow

Принятая в 2005 г. Легенда Средневожской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000, на наш взгляд, страдает одним существенным недостатком. В ней не выделена область днепровского оледенения, хотя само оледенение в легенде всё же присутствует [1]. Возвращение днепровского горизонта представляется нам совершенно необходимым. Оно даёт возможность рассмотреть обширную доднепровский комплекс отложений, включающий неогеновые и волго-вятскую серию аллювиальных свит эоплейстоценового и раннеэоплейстоценового возраста. Последняя была выделена при выполнении геологосъёмочных работ и издании листов О-38-XXXIII (Бор) и О-38-XXXIV (Лысково) Госгеолкарты РФ [2]. Ранее, в 1980 г., эти отложения обособлялись как пограничные неоген-четвертичные (в то время эоплейстоцен в Средневожской серии листов вообще не выделялся). Обширность распространения в Ниже-

городском Окско-Волжском левобережье перекрытого ледниковым комплексом поля неогеново-четвертичного аллювия, простирающегося субширотной полосой шириной до 100 км и более, большие мощности этого залегающего на разных гипсометрических уровнях аллювия, возможности выделения мощных ареальных стратотипов, протяжённость великой реки – всё свидетельствует о необходимости выделения на данной территории отдельной *Волго-Вятской морфолитостратиграфической зоны* (МЛСЗ) [3].

К Волго-Вятской МЛСЗ необходимо отнести всё Нижегородское Окско-Волжское левобережье, где днепровская морена имеет большое рельефообразующее значение и представляется важным стратиграфическим репером. В пределах этой территории нижегородскими геологами практически единодушно признаётся существование днепровской морены. Здесь отложения позднего кайнозоя отличаются от коррелируемых с ними отложений правобережья Оки и Волги. Обособление Волго-Вятской МЛСЗ даст возможность выделить присущие ей индивидуальные местные стратиграфические горизонты, с помощью которых можно было бы существенно детализировать историю, стратиграфию и строение позднекайнозойских отложений в пределах Великой Волжской аккумулятивной аллювиальной сниженной равнины, где в качестве основного репера использовать ледниковые и перигляциальные отложения днепровского времени [3, 4]. Сейчас эта территория относится к Средневожской МЛСЗ области донского оледенения, в пределах которой стратотипы выделяемых стратиграфических подразделений для толщ доднепровского аллювия основываются на относительно маломощных (не более 10-15 м) разрезах обнажений в долинах малых рек, а морены донского и днепровского оледенений разделены недостаточно чётко. Но в древней долине Пра-Волги (Пра-Клязьма-Волги) [5], мощности аллювиальных накоплений приближаются к 40 м, а местами, в переуглублениях, достигают 100 м и более и ни в какое сравнение с данными правобережными стратотипами, на которых основывается официальная стратиграфия позднекайнозойских отложений в Нижегородской области, ставиться не могут. Прежде всего, различаются разными гипсометрическими уровнями залегания, зависящими от интенсивности врезания.

Между тем, ещё в 80-х годах XX в. была разработана местная схема деления отложений доледниковой части долины Пра-Волги, которая упомянутой легендой не учитывается [3, 4, 6]. После того, как Международная стратиграфическая комиссия приняла решение об увеличении возраста квартера до 2,6 млн. лет [7], при пересмотре схемы квартера предлагается учесть наши представления, которые были опубликованы ещё в 1982 г. [2, 3]. Полагаем, что выделенные в то время в древней долине Волги геологические тела [2, 3, 8] полностью вписываются и находятся в соответствии со схемой с увеличенным возрастным диапазоном квартера [7].

Так как толщи волжского аллювия представлены в основном не выходящими на поверхность песками, очень трудно ожидать регулярного нахождения в них палеонтологических (кроме спорово-пыльцевых) остатков и образцов, пригодных для палеомагнитного анализа. Поэтому в основу нашей схемы были положены результаты палеопотамологического анализа [6, 9] и, в частности, анализа гидрологических параметров залегания отдельных полициклических аллювиальных толщ и самой этой полицикличности. Было выяснено, что на протяжении неогена-квартера характер реки, её плановое и высотное положение, её гидрологический режим и эрозивная и транспортно-аккумулятивная способность существенно полициклично изменялись. В соответствии со всем ходом колебательных изменений природного процесса, на фоне его тектонической и климатической многофазовой полицикличности, происходили и колебания водности и скорости течения неогеновой и плейстоценовой Пра-Волги, как основной дрены перетока вод из инверсирующей Московской синеклизы в Прикаспийскую.

Наибольшие расходы имели русла самых глубоких врезов циклов *второго порядка* [8]. Они обладали и самыми высокими скоростями течения и наибольшей транспортирующей силой, о чём свидетельствуют часто встречающиеся накопления самого грубозернистого аллювия в основании таких врезов. Реки врезов *третьего порядка* имели уже меньшие скорости течения и водообильность, а *четвёртого* – и того меньше. Поэтому линзы и прослои песчано-гравийных смесей, отлагавшиеся на перекатах, встречаются реже и имеют меньшую мощность. Скорости течения реки значительно снижались по мере накопления аллювия, и самые низкие скорости были характерны концам циклов второго порядка, что отражалось в заполнении врезов осадками и в изменении соотношения фаций в сторону увеличения их пойменно-старичной группы по отношению к русловым.

В условиях, когда геоморфологический фактор выделения доледниковых террас не работает, так как поверхности этих террас разрушены, сnivelированы и верхние слои геологических тел аллювия (аллютерр) [9] удалены ледником, особое место в палеопотамологическом анализе занимают исследования подошвы аллювия в целом и отдельных аллювиальных свит. Поэтому большое значение имеет выяснение строения поверхности допозднекайнозойских отложений, в которой между северным – неогеновым и главным – раннеплейстоценовым переуглублениями выделена целая серия вытягивающихся вдоль основного направления стока разноуглублённых площадок (ступеней), над каждой из которых выделяются разновозрастные геологические образования аллювия.

Выделенные нами аллювиальные свиты доднепровской волго-вятской серии [2, 3], перекрывающие площадки (ступени) ложа аллювия, могут быть скоррелированными в соответствии с новой геохронологической схемой четвертичного периода с возрастом 2,6 млн. лет [7]. В её основу положено открытие многофазовой эрозионно-аккумулятивной полицикличности природного процесса. Это привело к созданию принципиально новой многограновой местной стратиграфической схемы, наиболее полно учитывающей все особенности изменений неоген-антропогеновой природы в Нижегородском Поволжье [10]. На основе комплексного исследования палеопотамологических, палеогидрологических, гипсометрических, геологических, геоморфологических, палинологических, структурно-тектонических, палеоландшафтных и других особенностей Окско-Волжского Нижегородского левобережья выполнено детальное стратиграфическое расчленение неогеновых, в том числе переходящих теперь в четвертичный период, эоплейстоценовых, ранне- и среднелепистоценовых доднепровских отложений, и создана местная многограновая стратиграфическая схема, приемлемая для Волго-Вятской МЛСЗ. В основу стратиграфического расчленения аллювия этой зоны положено обособление гидрологически обусловленных ритмично построенных эрозионно-седиментационных циклов (циклитов), отвечающих многофазовой и многопериодичной тектоно-климатической полицикличности природного процесса.

Общая картина строения аллювия Пра-Волги представляет собой результат сложного сочетания циклитов как минимум четырёх порядков. Важнейшим элементом представляемой схемы является выделение волго-вятской эоплейстоценово-раннелепистоценовой серии аллювиальных свит, ранее обособлявшейся как пограничные неогеново-четвертичные образования. В соответствии с новой схемой в эту серию войдут верхнедонской и хаповский горизонты, ранее считавшиеся неогеновыми.

Климатическая обусловленность [10] строения доледникового волжского аллювия заключается в том, что нижние части всех выделенных в указанном диапазоне свит и слоёв формировались в оптимальных умеренно-гумидных условиях, а верхние – в более прохладных и даже в холодных условиях, в конце крупных циклов переходящих в перигляциальные, а последний из них закончился с началом днепровского оледенения, во время которого весь доднепровский аллювий был перекрыт гляциальным комплексом отложений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Легенда Средневолжской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе / Сост.-ли Е.И. Уланов и др. – Н. Новгород: ТГФ, 2005 (Утверждена Межвед. стратигр. ком-ом).
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Средневолжская. Листы О-38-XXXIII (Бор), О-38-XXXIV (Лысково). Объяснительная записка / авт.-сост. Б.И. Фридман – М., 1999. – 142 с.
3. Фридман Б.И. Стратиграфия и закономерности формирования неогеновых и раннеантропогеновых отложений Великой Волжской аллювиальной равнины в Горьковском Поволжье – Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. – Казань, 1982. – 18 с.
4. Фридман Б.И. Рельеф Нижегородского Поволжья: Кн. для внекл. чтения для старш. школьн. - Н. Новгород: Ниж. гум. центр, 1999. – 254 с.
5. Кулинич Г.С., Фридман Б.И., Уланов Е.И. Терентьев А.А. Некоторые аспекты истории формирования рельефа территории Горьковской области // Вопросы физической географии Горьковской области, вып. 2 – Горький: ГГПИ им. М. Горького, 1975 – С. 61-69.
6. Фридман Б.И. Некоторые результаты палеопотамологических исследований Великой Волжской аллювиальной равнины в Волго-Вятском районе // Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин – М.: Наука, 1984. – С. 118-128.
7. Gibbard P.L., Coen K.M. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2,7 million years. University of Cambridge, United Kingdom; Utrecht University, the Netherlands, 2009.
8. Обедиентова Г.В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги – М.: Наука, 1977. – 240 с.
9. Фридман Б.И. Волжские аллюотерры Нижегородской области // Природа Поволжья. Межвуз. сборн. научн. трудов – Н. Новгород: НГПУ, 1997. – С. 73-88.
10. Фридман Б.И. Климатическая обусловленность ритмичной многофазовой цикличности формирования Великой Волжской аллювиальной равнины в верхней части Среднего Поволжья // Климатические факторы рельефообразования. – Казань: Изд-во Каз. гос. ун-та, 1978. С. 59-60.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ХРЕБТА ЭЛЬБУРС, ИРАН

Хакзар К.<sup>1</sup>, Рахмати М.<sup>2</sup>, Агиги С.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт научно-прикладного образования по вопросам борьбы с неблагоприятными сельскохозяйственными условиями, отделение почвенных наук, Министерство сельского хозяйства, Иран, kavehkhaksar@gmail.com

<sup>2</sup> Исследовательский центр рыболовства, Тегеран, Иран

<sup>3</sup> Исламский университет Азад, филиал Руд-Хан, отделение сельского хозяйства, Руд-Хан, Иран

## QUATERNARY STRATIGRAPHY OF NORTHERN ALBORZ RANGE, IRAN

Khaksar K.<sup>1</sup>, Rahmati M.<sup>2</sup>, Haghghi S.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Institute of Scientific Applied Higher Education of Jihad-e-Agriculture, Dep. of Soil Science, Education and Extension Organization, Ministry of Agriculture, Iran

<sup>2</sup> Fishery Research Center, Tehran, Iran

<sup>3</sup> Islamic Azad University, Rud-Hen branch, Agriculture Department, Rud-Hen City, Iran

Thick marine Quaternary deposits have formed the northern Alborz range. Apsheron Formation, Baku Formation and Holocene gravel and sand compose these deposits.

Apsheron Formation: Apsheron Formation in the type area is represented by a thick section of sands, marls and shell beds containing *Cardiidae*, *Hyrcania*, *Monodacna*, *Pseudocatillus*, *Didacnomya*, *Apscheronia*, *Adacna*, *Dreissensia*, etc., lying above the Akchagyl stage and below the Baku stage. In Mazanderan and Gorgan plains, the Apsheron stage is represented by poorly consolidated clay, sands, marls and same limestone's, and these deposits are conformable underlain and overlaying by similar ones. The thickness of Apsheron Formation is about 600 m. Apsheron Formation should be placed in the Lower Quaternary in age.

Baku stage: Originally applied to high marine terraces in the Baku region, containing characteristic forms of *Didacna* and other fossils. Poorly consolidated marine and brackish clay and sands overlying the Apsheron F. and underlying the Caspian stage represent the stage. The thickness of Baku stage is about 600 m. The stage corresponds to the upper Pleistocene in age.

Holocene stage: Holocene stage deposits are composed of different meters of beach sands and gravel.

Beginning of Quaternary In the all parts of Iran was contemporaneous with tectonic phase of Late Walachian and Upper Pleistocene corresponding to tectonic phase of Pasadenian, which had contemporaneous influence on Iranian basin. These events produced many alluvial types of sediments, up filing mountains and covering valleys. In the Pliocene and Quaternary periods, the orogeny has been changed Iranian platform morphologically and has been developed northern Alborz, ranges. The sedimentary process has been effective in the formation of these alluviums, which created by alluvial, colluvial and proluvial actions.

## ПРОСЕДАНИЕ ГРУНТА В СЛОЯХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПОРОД НА РАВНИНЕ В РАЙОНЕ ТЕГЕРАНА И ШАХРИЯРА, ИРАН

Хакзар К.<sup>1</sup>, Агиги С.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт научно-прикладного исламского образования по борьбе с неблагоприятными сельскохозяйственными условиями, отделение почвенных наук, Министерство сельского хозяйства, Иран, kavehkhaksar@gmail.com

<sup>2</sup> Исламский университет Азад, филиал Руд-Хан, отделение сельского хозяйства, Руд-Хан, Иран

## LAND SUBSIDENCE IN THE QUATERNARY STRATA OF TEHRAN-SHARYAR PLAIN, IRAN

Khaksar K.<sup>1</sup>, Haghghi S.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of Scientific Applied Higher Education of Jihad-e-Agriculture, Dep. of Soil Science, Education and Extension Organization, Ministry of Agriculture, Iran

<sup>2</sup> Islamic Azad University, Rud-Hen branch, Agriculture Department, Rud-Hen City, Iran

The Quaternary alluvial deposits have been composed of thick stratigraphic sediments, which formed by conglomerate, coarse gravels, boulders, pebbles, sand, silt and marls. Tehran-Sharyar plain with a billion cubic of meters of groundwater resources in annual harvest, is the most important, and main source of drinking water in Tehran and Sharyar and it's also one of the important poles of important of agriculture and industrial of Tehran province. Subsidence is a global problem in the Tehran, and in town of Shahrair. Monitoring and measurement in southern regions of western Tehran's province especially in the region «Sahryar» marked the land subsidence. These deliberation show that regional subsidence phenomenon with (V) form and subsidence maximum rate about 18 cm/year had occurred and it is caring on in wide region of south west of Tehran with the space about 426 km. Investigations show that the Land subsidence caused by human activities, mainly from the begins deep underground, with the occurrence, use, and overuse of groundwater.

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И КАРТИРОВАНИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ СВИТ НИЖНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕГО ДОНА

Холмовой Г.В., Глушков Б.В.

Воронежский государственный университет, Воронеж, kholmovoy@mail.ru

## SOME STRUCTURAL AND MAPPING FEATURES OF THE LOWER PLEISTOCENE ALLUVIAL FORMATIONS IN THE UPPER DON BASIN

Kholmovoy G.V., Glushkov B.V.

Voronezh State University, Voronezh

Бассейн Верхнего Дона по праву считается опорным для разработки межрегиональной стратиграфической схемы плейстоцена. Здесь надежным маркирующим горизонтом является донской гляциоседиментационный комплекс, сопряженный с лёссом во внеледниковой области, которыми перекрыта серия аллювиальных свит в погребенной речной долине.

К настоящему времени сложилась ситуация, при которой основные стратотипические разрезы с фауной мелких млекопитающих характеризуют притоковый аллювий или приустьевые участки малых рек – Урыв, Коротояк, Ильинка, Веретье и др. В то же время в основной долине Дона строение основных аллювиальных толщ остается до конца не выясненным.

При геологическом доизучении площадей в масштабе 1:200000 на территории Воронежской серии листов установлено, что залегающий под донской мореной или водно-ледниковыми образованиями аллювий достигает мощности 50 м и имеет сложное строение. Слагающие его аллювиальные свиты имеют взаимоотношения в виде прислонений (врезов) и настилений с широким развитием наложенных пойм и повсеместно образуют два отчетливых уровня подошвы аллювия, различающихся на 20-25 м. На широте г. Воронежа эти уровни наблюдаются на абсолютных высотах +80 м и + 105 м. Мы называли их абрамовской и новохоперской подсвитами ильинской свиты, за которую принимали всю совокупность аллювия в прадолине [1]. В местной стратиграфической схеме и в Легенде Воронежской серии листов 1999 г. они получили наименование нижней и верхней частей ильинской свиты нижнего неоплейстоцена.

Однако с нижним уровнем связано залегание *эоплейстоценового* аллювия, что удалось установить по обратной магнитной полярности пойменных глин в скважинах на Воронежском и Новохоперском листах съёмки. В частности, в скважине 19-г, пробуренной над разрезом Крутой Яр у г. Новохоперск и вскрывшей глины, выходящие на урезе Хопра, В.В. Семеновым определена в них обратная магнитная полярность хрона Матуяма. Вышележащие пески крутоярской толщи имеют прямую полярность. Вероятно в этом разрезе нижний уровень аллювия слагает одна из поздних свит эоплейстоцена. В то же время ряд древнейших свит эоплейстоцена, выделявшихся как среднегорьянская и верхнегорьянская, а позднее переименованных Ю.И. Иосифовой в успешскую и дивногорьевскую [2], приурочен к верхнему уровню доледникового аллювия. Несмотря на довольно детальную стратификацию эоплейстоцена, картируется он нерасчлененным, что отчасти объясняется неразработанностью литостратиграфических критериев выделения отдельных свит.

С отнесением нижнего уровня аллювия доледниковой долины к эоплейстоцену объем ильинского надгоризонта (серии) существенно сокращается в конкретных геологических телах до верхнего уровня. В его борту в основании аллювия фрагментарно сохранилась *покровская свита* (горизонт) нижнего неоплейстоцена с раннетираспольской фауной мелких млекопитающих и холодолюбивой пыльцевой флорой [3]. Её мощность – 7,6 м. Самостоятельно свита не картируется. Соответствует 18 ИКС.

Выше залегает *крутоярская свита* [3], которая в местной стратиграфической схеме названа веретьевской. Первичный стратотип этой свиты – разрез Новохоперск, или Крутой Яр. Другие опорные разрезы – Веретье, Моисеево, Ильинка, Семилуки, Орловка, Петино и множество скважин. Её мощность – до 25 м. Она характеризуется среднетираспольской фауной мелких млекопитающих, двумя максимумами древесных на спорово-пыльцевых диаграммах [3, стр. 165-167] и двумя ископаемыми почвами [3, стр. 201], а также признаками перигляциального аллювия в верхней части разреза. Последнее мы связываем с приближением донского ледникового покрова [4, стр. 44-48]. Крутоярская свита уверенно картируется в средних и крупных масштабах. Вероятно соответствует 17, 16 и 15 ИКС.

*Моисеевская свита* – проблематична. В ее стратотипическом разрезе на реке Вороне у с. Моисеево толща, выделяемая в качестве моисеевской, залегает непосредственно под донской мореной и содержит гальку и валуны северных пород, рассредоточенные в основании и в кровле свиты [3, стр. 26-37]. Предполагается, что эрратический материал переотложен из более древней морены, следы которой обнаруживаются намного севернее, в бассейне реки Москвы и возможно р. Оки. При этом они отделены от бассейна реки Вороны главным Волго-Донским водоразделом и никак не связаны общей речной системой ни сейчас, ни в геологическом прошлом. Даже если принять за сетуньскую нижнюю серую морену разреза Нароватово на реке Мокше [5], то

она не может служить источником питания, так как разрезы Моисеево и Нароватово расположены по разные стороны Керенско-Чембарской возвышенности и отстоят друг от друга на 300 км. Фауна в моисеевской толще аналогична нижележащей крутоярской, за счет перемычки которой она сформировалась, по нашему мнению, как флювиогляциальное образование перед фронтом наступающего ледника [4, стр. 46-47]. На это указывают также линзовидная форма тела, косая разнонаправленная слоистость с мощностью серий до 1,5 м в средней части толщи, рассредоточенность валунного материала. То есть, моисеевскую свиту (горизонт) нужно или исключить из стратиграфической схемы, или найти для нее новый стратотип.

Донской ледниковый комплекс является объектом самостоятельного рассмотрения.

Выше донского ледникового горизонта залегает *мучкапский горизонт*, хорошо представленный в аллювиальной и озерной формациях. Мучкапский аллювий и его ископаемые почвы, образующие трехчленный седиментационный ритм, залегают в основании 4-й надпойменной террасы или самостоятельно. Мучкапские озерные отложения, известные также как польнолапинские, выполняют рвы ледникового выпахивания и характеризуются двумя климатическими оптимумами, которые сменяются аллювием или лёссом окского оледенения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Холмовой Г.В. Неоген-четвертичный аллювий и полезные ископаемые бассейна Верхнего Дона. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1993. – 100 с.
2. Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Семенов В.В. Климатические события плейстоцена на Верхнем Дону // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2009 г.). – М.: ГЕОС, 2009. – С. 64-68.
3. Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона / Р.В. Красненков, Г.В. Холмовой, Б.В. Глушков и др. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1984. – 212 с.
4. Глушков Б.В. Донской ледниковый язык // Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. Вып. 5. – Воронеж, 2001. – 166 с.
5. Опорный разрез плейстоцена у с. Нароватово на р. Мокше / С.И. Рунков, В.А. Большаков, Г.М. Немцова, Н.Г. Судакова, В.В. Писарева // Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Центру и Югу Русской платформы, Вып. 2. – М., 1993. – С. 144-152.

### О НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ НА ЧУКОТКЕ И КАМЧАТКЕ (ПО ФОРАМИНИФЕРАМ)

**Хорева И.М.**

*Геологический институт РАН, Москва*

### ABOUT EARLY BOUNDARY OF THE QUATERNARY PERIOD OF THE CHUKOTKA AND KAMCHATKA (ON FORAMINIFERS)

**Khoreva I.M.**

*Geological Institute RAS, Moscow*

В связи с понижением границы четвертичного периода до уровня 2,6 млн. лет представляется важным проведение исследований по изучению природных условий в интервале 2,6–1,8 млн. лет.

На Чукотке обнаружена богатая и своеобразная ассоциация фораминифер в песчаных отложениях и алевритах энмакайской свиты. Основную массу ассоциации как по количеству, так и по таксономическому разнообразию составляют эльфридиеллы: *Elphidiella quasioregonensis* Gud. (= *Elphidiella oregonensis* (Cush. et Grant), *E. hannai* (Cush. et Grant), *E. alaskensis* (Cush. et Todd), *E. sibirica* (Goes), *E. rolfii* Gud., *E. umbonata* Polov., *E. nitida* Cush., *E. recens* (Stshed.). Среди них доминирует первый из названных видов. Все эльфридиеллы имеют крупные раковины. Этим резко выделяются и придают не только внешнее своеобразие, но и четкое отличие от известных форм из плейстоцена. Довольно часты в ассоциации и полиморфиниды, которые обычно представлены единичными экземплярами. Постоянно присутствуют и иногда в значительных количествах эльфридиеллы: *Haunyesina orbicularis* (Brady), *Cribocephidium bartletti* (Cush.) и др. Необычной находкой является *Ozawa sp. indet.* Отмечен единственный вид этого рода (*Ozawa tongaensis* Cush. 3 современных прибрежных отложений тропической области Тихого океана [4]). В основном ассоциация фораминифер представлена бореальными и южно-бореальными видами, ныне не обитающими в арктических морях. Эти фораминиферы населяли шельф с несколько понижен-

ной соленостью и глубинами порядка 20 м, о чем с несомненностью свидетельствует отсутствие стеногалинных кассидулинид. Выше по разрезу в айонских отложениях сообщество фораминифер содержит виды, уже обычные для северного плейстоцена: *Buccella troitzkyi* Gud., *Haynesina orbicularis* (Brady), *Elphidiella rolfi* Gud. и др. Это бореально-арктическая ассоциация фораминифер, резко отличная от предыдущих [3].

На восточной Камчатке в отложениях Ольховской свиты найдена богатая коллекция фораминифер. Ольховская свита делится на две подсвиты: нижнюю, мощность которой превышает 400 м и верхнюю с мощностью 700 м. В состав фораминиферной ассоциации нижней подсвиты входят эльфидииды, букцеллы, исландиеллы: *Retroelphidium hughesi* (Cush. et Grant), *R. ex gr. clavatum* (Cush.), *Haynesina orbicularis* (Brady), *Buccella citronea* (Leon.), *B. conica* Volosh., *B. niigataensis* (Hus. et Mar.), *Elphidiella oregonensis* (Cush. et Grant) и др. Выше по разрезу появляются более глубоководные виды: *Epistomella pacifica* (Cush.) и планктонные формы *Globigerina bulloides* d'Orb. и *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehren.). Встречены также два значительно тепловодных вида – *Sigmomorphina lautenschlaegerae* Kuz. и *Pseudopolymorphina ishikawaensis* Cush. et Ozawa. В настоящее время это не характерно для данных широт и свидетельствует о более тепловодных условиях обитания.

В верхней подсвите обнаружена ассоциация, содержащая 42 вида. Отличительной особенностью является обилие планктонных форм и обилие вида *Epistominella pacifica* (Cush.) [2].

В течение раннеольховского времени (от 2 до 1,5 млн. лет назад) превышение уровня моря составляло не менее 120 м. Наиболее вероятные температуры придонных вод на глубинах 30-40 м были в пределах – 1,5 до +1,8°С на шельфе. Позднее Ольховская трансгрессия развивалась в интервале от 0,7 до 0,3 млн. лет [1].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Базилян А.Э., Былинская М.Е. Шельф Камчатского полуострова (Восточная Камчатка) в позднем плиоцене-раннем квартере (ольховское время) // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 1997. – Т. 5. – № 3. – С. 83-91.
2. Былинская М.Е., Хорева И.М. О стратиграфическом положении Ольховской свиты Восточной Камчатки (по данным изучения фораминифер) // Бюлл. ком. по изуч. четвер. периода. – М.: Наука, 1985. – Вып. 54. – С. 101-108.
3. Гудина В.И., Лаштабаг В.А., Левчук Л.К., Половова Т.П., Сухорослов В.Л. Граница плиоцена–плейстоцена на севере Чукотки (по фораминиферам). – Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО РАН, 1984. – 103 с.
4. Cushman J.A. A monograph of the foraminiferal family Nonionidae // U.S. Geol. Surv. Profess. Paper. – 1939. – № 191. – 100 p.

### УСЛОВИЯ ПРИДОННОЙ СРЕДЫ В ТЕЧЕНИЕ ГОЛОЦЕНА В РАЙОНЕ КОСЫ ТУЗЛА (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ЧЕРНОГО МОРЯ) ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

Хусид Т.А., Чеховская М.П., Беляева Н.В.

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова, Москва, tkhusid@mail.ru*

### THE SEA-BOTTOM ENVIRONMENTS DURING THE HOLOCENE SEDIMENTATION ON TUZLA SPIT (THE NORTHERN BLACK SEA) BASED ON FORAMINIFERA

**Khusid T.A., Chekhovskaya M.P., Belayeva N.V.**

*P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow*

На основании изменений количественного состава бентосных фораминифер, их видового разнообразия в разрезе голоценовых осадков перешейка Тузла (МГУ-02) реконструированы условия осадконакопления. При определении таксономического состава и экологической природы фораминифер использованы работы [1, 2, 3]. Толщу осадков можно расчленить на три слоя. Нижний слой (11.6-10.9 м) представлен темно-серым песком с обилием моллюсков (двустворки, гастроподы) и их фрагментов, колониальных мшанок. Численность фораминифер невысокая, порядка 60 экземпляров в грамме осадка. Раковины встречены во всех фракциях осадка. Доминирует вид *Ammonia compacta*. Большая часть раковин имеют окатанный облик, часто встречаются фрагменты раковин. Многие окатанные раковины имеют желтую стенку, что, по-видимому, связано с образованием железисто-марганцевой пленки, сформированной в восстановительных условиях [4], возможно, в процессе диагенеза. Но некоторые раковины *Ammonia compacta* и других видов имеют вполне хорошую сохранность, что говорит об их местном происхождении и о накоплении в мелководных условиях в активной гидродинамической обстановке. Выше (слой 10.9-3.1 м) осадок становится более тонкозернистым, представлен темно-серым алевритовым илом с фрагментами раковин моллюсков, мшанок, часто встречаются целые экземпляры



моллюсков. Продуктивность фораминифер возрастает, их численность увеличивается в 2-4 раза. Преобладают виды *Ammonia ammoniformis*, *Elphidium ponticum*, *Porosonion subgranosus*. Судя по составу фораминифер, осадки формировались в более теплых придонных водах. Продуктивность бассейна заметно возросла. Хорошая сохранность фораминифер обеспечивалась спокойной гидродинамической обстановкой на дне, по видимому, в связи с некоторым углублением бассейна. В верхнем слое (1.2-2.0 м) численность фораминифер резко снижается на 1,5-2 порядка, почти все раковины в разной степени окатаны, некоторые полуразрушены, и только единичные экземпляры известковых видов *Ammonia compacta*, *Elphidium ponticum*, *Quinqueloculina seminulum*, *Miliammina fusca* имеют неплохую сохранность. Значительно лучшую сохранность по сравнению с пористыми раковинами известковых видов имеют плотные раковины агглютинирующего вида *Trochammina inflata*. Количественный и видовой состав фораминифер верхнего слоя позволяет предположить, что формирование комплекса происходило в условиях морской литорали, возможно в прибойной зоне.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Долгопольская М.А., Паули В.Л., Фораминиферы Черного моря района Карадагской биологической станции // Тр. Карадагской биол. ст. – 1931. – Вып. 4. – С. 23-48.
2. Михалевич В.И. Отряд – фораминиферы. Определитель фауны Черного и Азовского морей. – Киев: Наук. Думка, 1968. – С. 9-21.
3. Янко, Троицкая, Позднечетвертичные фораминиферы Черного моря. – М.: Наука, 1987. – 112 с.
4. Демина Л.Л., Левитан М.А., Политова Н.В. О формах нахождения некоторых тяжелых металлов в донных осадках эстуарных зон рек Оби и Енисея (Карское море) // Геохимия. – 2006. – № 2. – С. 212-226.

### РЕКА ВЫЧЕГДА И ЧЕЛОВЕК В ГОЛОЦЕНЕ – ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Чернов А.В.<sup>1</sup>, Зарецкая Н.Е.<sup>2</sup>, Карманов В.Н.<sup>3</sup>, Панин А.В.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Московский педагогический государственный университет, Москва, Alexey.chernov@inbox.ru

<sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва

<sup>3</sup> Институт языка, литературы и истории Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

<sup>4</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва

### THE RIVER VYCHEGDA AND EARLY MAN OVER THE HOLOCENE – PALEOGEOGRAPHY AND ARCHEOLOGY RECONSTRUCTIONS

Chernov A.V.<sup>1</sup>, Zaretskaya N.E.<sup>2</sup>, Karmanov V.N.<sup>3</sup>, Panin A.V.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Moscow Pedagogical State University, Moscow

<sup>2</sup> Geological Institute of RAS, Moscow

<sup>3</sup> Institute of Language, Literature and History, Komi Science Center, Ural division of RAS, Syctyvcар

<sup>4</sup> Moscow State University n.a. M.V. Lomonosov, Geography Faculty, Moscow

Изучение истории развития рельефа в последние годы получило новый импульс своего развития – именно сейчас особенно остро встали вопросы взаимоотношения природы и общества. При этом оказалось, что свою собственную историю человечество более или менее знает, историю развития природы – тоже, а вот история взаимодействия системы «человек-биосфера» описана только в самых общих чертах. Региональные особенности взаимодействия природы и обществ, в то время разрозненных и развивавшихся независимо друг от друга, практически, не изучены.

Вычегодский край активно осваивался человеком на всем протяжении последних 10 тыс. лет – на это указывают его многочисленные стоянки. Однако археологические реконструкции пока еще недостаточно подкреплены данными о природных условиях, в которых жил первобытный человек. В долине р. Вычегда наши планомерные и масштабные исследования проводятся после долгого перерыва. Первая попытка междисциплинарных исследований в бассейне Вычегды была предпринята Г.М. Буровым вблизи оз. Синдор (рр. Симва и Вис) в конце 1950-х – начале 1960-х гг. В результате этих исследований археологические этапы заселения этого микрорегиона были сопоставлены с этапами развития русел рек и формирования старичных торфяников [1]. Однако, например, радиоуглеродное датирование было проведено только для деревянных артефактов [2]. Затем в начале 2000-х гг. А.В. Волокитин исследования особенностей формирования мезолитических культуровмещающих

отложений стоянок Парч 1 и 2 на средней Вычегде, а также исследование возможных источников сырья для каменных индустрий мезолитического населения [3]. Лишь в последние годы стали проводиться совместные палеогеографические и археологические исследования, объединяемые новым научным направлением – геоархеологией. Важнейшей составной частью этих исследований является палеогеоморфология речных долин, а конкретнее – палеоруководческие изыскания.

Руслевые процессы очень динамичны и изменчивы. Они очень скоро реагируют на неотектонические и климатические флуктуации, что отражается в изменениях ширины речных русел, типа руслевых деформаций, параметров островов и излучин. Все эти изменения, в свою очередь, отражаются в первичном рельефе и строении речных пойм и низких террас, где сохраняются на долгие тысячелетия. В частности, чем больше руслоформирующие расходы воды, тем положе формируются излучины в меандрирующем русле, тем положе гривы и старицы сохраняются в первичном рельефе пойменного массива, возникшего в том русле [4].

Изучение морфологии древнего русла р. Вычегды, запечатленной в рельефе и строении поймы и первой террасы на разных этапах своего существования проводилось в среднем течении этой реки в 150 км выше г. Сыктывкара на участке от устья р. Вишеры до пос. Корткерос, и в верхнем ее течении в районе деревень Мы-ёлдино – Усть-Нем [5]. Ширина русла реки возрастает от верхнего к среднему течению от 100-150 до 300-400 м, условия развития руслевых деформаций везде свободные, русло широкопойменное, в основном, извилистое, пойменные яры и уступы 1-й надпойменной террасы песчаные, равно как и современный русловой аллювий. На поверхности поймы очень хорошо сохранился первичный пойменный рельеф – гривы и старичные понижения разной кривизны и ориентировки; следы аналогичного рельефа угадываются и на поверхности 1-й террасы, однако там они заметно переработаны болотными процессами.

На средней Вычегде четко выделяются два морфологически совершенно различных участка: от с. Сторожевск (устье р. Вишеры) до пос. Приозерный длиной 42 км, и от этого поселка до пос. Корткерос длиной 40 км. Верхний участок характеризуется относительно прямолинейным руслом, прижатым к правому коренному берегу, которое иногда прерывается одиночными излучинами. Несмотря на это, слева от русла расположена обширная сегментно-гривистая пойма шириной 3-5 км, с крутоизогнутыми гривами и старицами – следами относительно недавно спрямленных сегментных излучин. Нижний участок представлен двумя сериями крутых сегментных излучин, заканчивающихся вынужденными; эти серии разделены слабоизвилистым руслом. В пределах нижней серии излучин (у пос. Корткерос) отмечена пойменная многорукавность.

Анализ космических снимков и топографического материала позволил выделить на пойме средней Вычегды семь разновозрастных поверхностей (генераций), в рельефе и строении каждой из которых запечатлен очередной этап развития русла Вычегды в голоцене. Для определения абсолютного возраста этих генераций было проведено хронометрирование слагающих их отложений радиоуглеродным методом. По рисунку пойменных грив и стариц, по их взаимному расположению оказалось возможным восстановить положение русла р. Вычегды во время формирования шести из семи выделенных генераций. Фрагмент 7-й генерации встречен пока в единственном месте поймы, поэтому реконструкция положения русла по нему невозможна. То же можно сказать о разрозненных следах древнего русла на остатках I-й надпойменной террасы.

Отмечены неоднократные колебательные изменения кривизны пойменных грив и стариц, а, следовательно, и кривизны излучин реки на протяжении всего времени существования поймы. Так, на массивах 6-й пойменной генерации кривизна грив и стариц относительно небольшая, что говорит о преобладании в русле во время формирования этой пойменной генерации (7,6 тыс. л. н. – раннеатлантическое время) относительно пологих излучин. Однако спустя уже 700 лет, в среднеатлантическое время (6,8-6,9 тыс. л. н.) на этапе формирования 5-й генерации кривизна грив уменьшилась.

В период формирования 4-й пойменной генерации (суббореальный период – 5,2-3,2 тыс. л. н.) излучины в начале нижнего участка русла формировались более пологими, чем на поверхности 5-й генерации; то же отмечается и в середине участка, где пойма изначально была сужена поверхностями II-й (слева) и I-й (справа) террас. Зато ниже зафиксировано существование на этом этапе серии из 6 смежных крутых сегментных излучин, три последних из которых уже достигли к тому времени критической кривизны ( $l/L=1,56$ ).

Обращает на себя внимание плохая сохранность ранних пойменных генераций (от 4-й и древнее) на верхнем участке средней Вычегды – там, практически, не встречаются поверхности 6 и 7-й генераций, 5 и 4-я находятся только в виде отдельных плохо связанных друг с другом фрагментов. Зато следующая по возрасту 3-я генерация поймы, образовавшаяся в раннесубатлантическое время (3,0-2,2 тыс. л. н.), широко распространена по всей средней Вычегде – как на верхнем, так и на нижнем участках. В начале этого периода русло Вычегды отличалось максимальной за все время существования поймы извилистостью – его положение в то время прослеживается в рельефе большинства сегментов поймы верхнего участка в виде крутоизогнутых грив и стариц, ныне спрямленных, а также на всей пойме нижнего участка.

Однако вероятно уже в конце формирования массивов поймы 3-й генерации стало происходить массовое спрямление крутых излучин с небольшим шагом. Особенно это оказалось заметным на верхнем участке, где спрямились все крутые излучины за исключением излучины в узле слияния Вычегды с равнозначной ей по водности Вишерой, и Нёбдинской вписанной (адаптированной) излучины, полностью вдающейся в уступ II-й надпойменной правобережной террасы. Русло здесь приобрело относительно прямолинейную конфигурацию вполне естественным путем. Спрямились крутые излучины и на нижнем участке, хотя там это не приняло столь массового характера – спрямились Приозёрная и Пезмогская излучины. Вместе с тем, сток по извилистым (старым) рукавам продолжался еще некоторое время. Таким образом, начиная с 3-го этапа развития поймы, на отдельных участках средней Вычегды возникла и начала развиваться пойменная многорукавность.

Окончательно процесс спрямления крутых излучин с небольшим шагом завершился уже на этапе формирования 2-й пойменной генерации в среднем субатлантике (2,1-1,8 тыс. л. н.). На этом этапе спрямились почти все крутые излучины, развивавшиеся на протяжении двух предыдущих этапов, за исключением крутых вынужденных излучин у пос. Приозерного и Корткерос. По многим старицам прекратился сток воды и они отмерли, хотя в пределах нижней серии излучин у устья р. Локчим сток по спрямившимся протокам и пойменная многорукавность сохраняются до сих пор.

Современный этап развития русла р. Вычегды можно рассматривать как продолжение развития предыдущего – 2-го этапа, заключающегося в постепенном искривлении возникших на предыдущем этапе новых относительно пологих излучин и спрямлении оставшихся от 3-го этапа крутых. В настоящее время (2004-2011 гг.) между устьем р. Локчим и пос. Корткерос происходит очередное спрямление правосторонней крутой излучины.

Так как параметры русловых форм зависят не только от среднегодового увлажнения, но и от внутригодового распределения стока, в частности, на Вычегде – от его объема в половодье (т.е. от величины руслоформирующих расходов воды), чередование этапов формирования крутых и пологих излучин продолжительностью 2-3 тыс. лет можно объяснить не одной, а несколькими причинами, отражающимися как в объеме стока, так и в его внутригодовом распределении.

Пологие излучины, зафиксированные в рельефе 6-й генерации, являются следствием, скорее всего, высокого коэффициента стока и его объема в половодья, чему причиной было существование в бассейне реки остаточной мерзлоты; благодаря ней просачивание воды в грунт было минимальным. В бореальный и атлантический периоды коэффициент стока снизился из-за оттаивания ставшей реликтовой мерзлоты и перехода части стока в подземный [6]. Тем самым в период атлантического оптимума произошло фактическое снижение руслоформирующих расходов воды, что и отразилось на кривизне излучин и, затем, пойменных грив. Потепление климата и относительное снижение водности реки, особенно во время половодий, скорее всего, облегчало в это время освоение долины человеком.

После полного оттаивания мерзлоты изменения параметров русла надо связывать уже не с внутригодовым распределением стока, а с изменениями влажности климата, т.е. количества осадков. В суббореальном – начале субатлантического периодах – (5,0-3,2 тыс. л. н.), начался этап увеличения водности реки, что можно объяснить увеличением количества осадков с 300-400 до 500-700 мм в год. Оно отразилось в масштабном спрямлении излучин на верхнем отрезке исследуемого участка, запечатленном в рельефе 4-й пойменной генерации. Пойменные массивы 4-й генерации с крутыми гривами, распространенные на нижнем отрезке, зафиксировали, вероятно, конечный этап развития серии излучин, опирающихся на вынужденную излучину у пос. Корткероса.

Последующее искривление русла на этапе формирования 3-й пойменной генерации и спрямление его на рубеже 3-й и 2-й генераций нужно соотносить с колебаниями водности реки в субатлантическом периоде – во время похолодания железного века и следующего за ним малого климатического оптимума.

На верхней Вычегде отмечена та же закономерность в распределении кривизны излучин на поздних генерациях поймы: пойменные сегменты, относящиеся к 3-й генерации, отличаются меньшей кривизной грив и стариц, чем сегменты 4-й и 2-й генераций. Это обстоятельство указывает на общую для большей части бассейна Вычегды картину колебания стока воды, связанную, в свою очередь, с глобальными колебаниями климата на севере Европы в голоцене.

Соотношение положений поймы и прилегающих археологических памятников позволяет выявить особенности заселения долины древними людьми. Всего в изучаемом микрорайоне открыто и исследовано в разной степени раскопками более сорока разновременных и разнокультурных памятников археологии. Большинство из них приурочено к останцам песчаных надпойменных террас предположительно позднеплейстоценового возраста. Исключение составляет местонахождение Пезмог 4, культурные остатки которого приурочены к отложениям современной высокой поймы 7-й пойменной генерации.

Предварительные результаты нашего исследования касаются преимущественно пространственно-временного соотношения различных компонентов ландшафта и археологических объектов, и в некоторых случаях они оказались неожиданными.

Формирование I-й надпойменной террасы протекало в позднем дриасе 11,3-10,0 тыс. л. н. в холодных условиях. В это время они были заняты разреженными участками леса [7] и их поверхности перерабатывались ветром. Принципиальный вопрос – когда эти поверхности стали стабильными. Первые результаты OSL-датирования –  $5850 \pm 670$  л. н. (GdTL-1167) – отложений надпойменных террас указывают на то, что довольно мощный слой террасового аллювия переработан ветром, причем уже в голоцене. Таким образом, поверхности некоторых (открытых) участков долины реки, в настоящее время залесенные, в течение голоцена были не стабильны, что влияло на сохранность культуровмещающих отложений и корректирует методику поиска новых памятников.

Именно на одной из эоловых дюн, ориентированной вдоль края террасы, примыкающей в тот момент к руслу реки, около 9,0 тыс. л. н. была оставлена стоянка мезолитической средневыходской (?) культуры Пезмогты 6. Однако большинство памятников мезолита на изучаемом участке долины Вычегды приурочены к поверхности II-ой надпойменной террасы, обращенной в момент их заселения к руслу реки. Состав синхронных спорово-пыльцевых комплексов свидетельствует об увеличении облесенности территории. Господствовали елово-березовые леса. Однако постепенное улучшение климата способствовало развитию среднетаежных темнохвойных лесов и повышению роли широколиственных, потеснивших елово-березовые.

Данные палеоусловия и палинологии указывают на то, что территория раннеолитической стоянки Пезмог IV занимала приустьевую часть старичного озера в месте его соединения с рекой. И согласно спорово-пыльцевому анализу, в это время произошла смена еловых лесов с сосной, березой, вязом, орешником сосново-еловыми с березой, вязом, липой, кленом, орешником. Синхронные спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о росте роли березняков за счет сокращения еловых лесов и уменьшении участия, возросшем значении ерниковых зарослей, что в целом указывает на похолодание климата [7].

Среднеолитическое население (Пезмогты 1, 3, 4, 5, льяловская культура), оставило свои жилища в первой половине V тыс. до н.э. на краю террасы, примыкающей в тот момент к заболоченному озеру. И согласно естественнонаучным данным жилища были построены вдали от водоемов. Вероятно, если предложенная реконструкция верна, это указывает на их существование в зимний период, что может изменить наше представление об особенностях освоения региона в неолите и системе жизнеобеспечения неолитического населения. Изучение спорово-пыльцевым анализом одновременного комплекса, примыкающего болотного массива Каля-Нюр показывает максимумы пыльцы ели и широколиственных пород в верхней части палинозоны, которые отражают наиболее благоприятные климатические условия голоцена. В целом, эти данные не противоречат представлениям о синхронности среднего, т.н. развитого неолита климатическому оптимуму голоцена.

Таковы предварительные реконструкции среды обитания населения долины р. Вычегда в каменном веке. В перспективе – дальнейшая взаимная верификация естественнонаучных методов и данных археологии, а также расширение географии исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 11-05-00538а и 11-06-00337а).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Буров Г.М. Древний Синдор (из истории племен Европейского Северо-Востока в VII тысячелетии до н.э. – I тысячелетии н.э.). – М.: Наука, 1967. – 220 с.
2. Буров Г.М., Романова Е.Н., Семенцов А.Д. Хронология деревянных сооружений и вещей, найденных в Северодвинском бассейне // Проблемы абсолютного датирования в археологии. – М.: Наука, 1972. – С. 76-79.
3. Волокитин А.В., Ткачев Ю.А. Реконструкция природной среды обитания мезолитического населения реки Вычегды // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2004. – № 2. – С. 2-10.
4. Чалов Р.С. Завадский А.С., Панин А.В. Речные излучины. – М.: Изд-во МГУ, 2004. – 371 с.
5. Зарецкая Н.Е., Чернов А.В., Карманов В.Н. и др. История развития и освоения долины средней Вычегды в позднеледниковье и голоцене // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения. Труды. – М.: Географический ф-т МГУ, 2010. – С. 421-424.
6. Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н. и др. Палеогидрология нижней Вычегды в позднеледниковье и голоцене // Вестник Моск. ун-та. Сер.5. Геогр. – 1999. – № 5. – С. 34-41.
7. Голубева Ю.В. Палеогеография и палеоклимат позднеледниковья и голоцена в северной и средней подзонах тайги Тимано-Печоро-Вычегдского региона (по палинологическим данным). Автореф. Дисс. ... канд. г.-м.н. – Сыктывкар, 2010. – 19 с.

**РЕЗУЛЬТАТЫ СКВОЗНОГО РАЗБУРИВАНИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ АРКТИКИ И АНТАРКТИДЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА**

**Чувардинский В.Г.**

*Кольский филиал Петрозаводского государственного университета, Апатиты, lavrentieva@arcticsu.ru*

**DEEP DRILLING OF ARCTIC AND ANTARCTIC GLACIAL SHEETS AND ITS SIGNIFICANT IN SOLUTION OF PROBLEMS OF THE QUATERNARY PERIOD**

**Chuvarinsky V.G.**

*Kola branch of Petrozavodsk State University, Apatity*

Для установления закономерностей движения покровных ледников и их роли в моренообразовании неосценимое значение имеет разбуривание этих льдов до коренного основания и изучение полученного ледяного керна.

**Арктические острова**

На Северной Земле пробурены до коренного основания ледник Вавилова (толщина льдов от 459 до 557 м) и ледник Академии Наук (толщина льдов 761 м). Разбурены ледники восточной части Шницбергена (толщина льдов до 556 м), а также ледниковый купол о. Девон (мощность льдов до 299 м).

В придонных частях этих ледников выявлены так называемые мореносодержащие льды толщиной от 0,1 до 4,4 м. В них зафиксированы отдельные зерна песка, пылевидных частиц и сгустков этих частиц. Количество частиц от сотых долей процента до 0,1-0,2 % [1, 2].

Минеральный состав включений представлен чешуйками слюды, микрочастицами кварца, вулканическим пеплом, вулканическим шлаком, а также спорами и пылью растений [2].

**Гренландия**

В разных частях Гренландского покрова его льды были пробурены насквозь пятью глубокими скважинами с полным отбором ледяного керна.

На станции Кэмп-Сенчури ледниковый покров был пробурен американскими буровиками в 1968 г. Скважина достигла коренного ложа на глубине 1391 м. По всему разрезу лед чистый, но в основании ледника вскрыта толща мощностью 15,7 м, содержащая пылевидные мелкоземистые вещества. Этот пласт льда представляет собой частое переслаивание тонких слоев чистого и обогащенного мелкоземом загрязненного льда. Размеры частиц моренного материала в этом мореносодержащем льду (так именуют его авторы) варьируют от менее 2-х микронов до сгустков этих частиц размером до 3 см [3].

По весу средняя концентрация моренного материала равна 0,24%, а по объему 0,10-0,12%. Каких-либо обломков валунной размерности в этом мореносодержащем льду не выявлено [3].

В 1982 г. закончены буровые работы в Южной Гренландии на станции Дай-3. По данным бурения толщина льда на станции 2037 м. Ледяной керн на глубине 500 м, 901 м и 2030-2035 м содержит минеральные включения представленные вулканическим пеплом разной концентрации от слабой до заметной. Возраст льда у ложа оценивается в 125-150 тыс. лет [4].

В центре Гренландии ледниковый покров насквозь пробурен двумя скважинами – скв. GRIP-1 и GISP-2.

Первая скважина достигла подледных коренных пород на глубине 3029 в 1992 г. [5]. Скважина GISP-2 расположена в 30 км юго-западнее первой скважины, ее бурение закончено в 1993 г. Скважина имеет общую глубину 3053 м, из них 1,55 м пройдено по породам ложа [5]. Итак, загадочная центральная часть ледникового щита пробурена сразу двумя скважинами. Может быть в центре оледенения льды образуют мощную мореносодержащую толщу, образуют придонную морену? Нет, таковых не имеется. В нижней части льда отмечается лишь незначительные включения пылевидного вещества.

Скважина на станции NGRIP расположена в центре Северной Гренландии на высоте 2921 м н. у. м. Бурение началось в 1996 г., окончено в 2004 г. В итоге был пробурен ледниковый покров толщиной 3091 м.

В 2003 г. на глубине 3085 м в скважину хлынула подледниковая пресная вода бурого цвета, она поднялась вверх на 43 м. После некоторого перерыва в 2004 г. буровой снаряд достиг коренного ложа на глубине 3091 м и частично разбурил подстилающие коренные породы – красноцветные песчаники [5]. Судя по описанию керна, ледяная толща по всему разрезу представлена льдом не содержащим заметных минеральных частиц.

Лед, вскрытый в придонной части ледника имеет необычный бурый цвет (такой же, как и вода, впоследствии замерзшая). Но здесь буровиков и гляциологов ждала сенсация: в керне озерного льда был обнаружен маленький кусочек древесины реликтового происхождения [5].

В северо-западной части Гренландии на контакте покровного ледника и коренного ложа был пройден специальный ледяной туннель Тутто. Во льду были выявлены минеральные частицы, и лед был назван мореносодержащим [6]. О количестве минеральных включений не сообщается, но указывается что эти включения имеют микронную размерность, и что они впитывались в донную часть ледника путем процессов примерзания

– прилипания. Исследования при помощи электронного микроскопа показали, что выявленные мельчайшие зерна и чешуйки минералов относятся к кварцу, полевым шпатам и налетам кремнезема, и они не несут никакой обработки – все зерна выветрелые [6].

Итак, все пять скважин, насквозь пробурившие Гренландский ледниковый покров и ледниковый туннель Туто, предоставляют уникальные материалы по так называемой придонной морене, по мореносодержащему льду. Покровные льды не содержат в себе ни глыб, ни валунов, а лишь пылевидные, мелкоземистые включения.

### Антарктида

В Антарктическом ледниковом покрове в разных его районах пробурено 5 глубоких скважин, достигших коренного ложа. Кроме того, насквозь разбурены шельфовые ледники Росса, Ронне-Фильхнера, Эймери, Лазарева и Шеклтона.

*Станция Бэрд.* Расположена в Западной Антарктиде. В 1968 г. здесь было окончено бурение скважины, пробурившей ледниковый покров и достигшей коренного ложа на глубине 2164 м. Изучение ледяного керна показало, что в приподошвенной части ледника имеется толща мореносодержащего льда мощностью 4,83 м [7]. Толща представлена чередованием чистого льда и льда, содержащего минеральные включения песчано-глинистой размерности. Процентное содержание этих включений авторами статьи не приводится, но какие-либо валуны или глыбы в этой придонной морене отсутствуют. Что касается мелкозема, то предполагается, что он попадал в лед в процессе примерзания-налипания отложений ложа на нижнюю часть ледника.

*Станция Восток.* Центральная часть Восточной Антарктиды. Бурение скважины 5Г-1 началось в 1990 г., на февраль 2011 г. лед пробурен до глубины 3720,4 м. Скважина вошла в озерный лед весьма крупного подледникового озера Восток и уже большая часть этого льда пробурена.

Озеро Восток по площади больше Онежского озера и гораздо глубже его – глубина озера (т. е. толщина озерной воды) по геофизическим данным составляет 700 м, а на отдельных участках озера до 1200 м [8].

Ледниковый лед пробуренной скважиной 5Г-1 содержит минеральные и органические включения на глубинах 3538 м, 3608 м и 3611 м. В статье М.В. Котлякова [9] эти моренные включения (так они именуются в публикации) представлены вулканическим пеплом, микрочастицами метеоритов (космическая пыль), а также спорами и пылью растений. Процентное содержание этих частиц не приводится, валунов, или хотя бы щебня, по всему разрезу ледяной толщи не отмечено.

*Станция Конен.* Пробурена на Земле Королевы Мод, толщина льда по данным бурения составляет 2774 м. На этой глубине в скважине появилась вода, поднявшаяся на высоту 80 м. По имеющимся данным в придонных частях ледника какого-либо минерального вещества нет [10]. Возраст льда на забое скважины составляет 900 тыс. лет [11].

*Станция Купол F.* Расположена в глубине Восточной Антарктиды (со стороны Индийского океана) на так называемом куполе F. Скважина бурилась 2003-2007 гг. и достигла ледникового ложа на глубине 3044 м. По всей длине выбуренной колонки льда заметных минеральных включений не отмечается за исключением небольших сгустков вулканического пепла близ забоя скважины. Возраст льда близ коренного ложа оценивается в 1 млн. лет [11]. Это значит, что он мертвым грузом без движения пролежал на месте весь четвертичный период. Также весь четвертичный период – 900 тыс. лет льды пролежали на месте на станции Конен, полностью консервируя доледниковую поверхность.

*Станция Купол С.* Расположена в глубине Восточной Антарктиде (со стороны Тихого океана) на ледниковом Куполе С. Пройдя мощную толщу льда скважина (она бурилась в 2000-2005 гг.) достигла коренного ложа на глубине 3270 м. Минеральных включений по разрезу льда не отмечено, нет минеральных или других включений и в придонных частях льда. Возраст льда на забое скважины у ледникового ложа оценивается в 800 тыс. лет [11].

*Шельфовые ледники.* Разбуривание ледников Росса, Ронне-Фильхнера, Эймери, Лазарева и Шеклтона показало отсутствие каких-либо минеральных включений по всей их толще [10].

Итак, работами гляциологов установлено, что ледниковые покровы – это льды растекания, они движутся посредством вязко-пластичного течения льда и скольжения элементарных пластинок льда по внутрiledниковым сколам. Скорость движения значимо меняется по разрезу ледниковой толщи. Активней всего перемещается верхняя половина и средняя толща льда, тогда как скорость движения придонных слоев льда снижается почти до нуля, а самые базальные слои льда – на границе с подстилающими породами, обездвижены и не участвуют в общем движении льдов и фактически консервируют доледниковую поверхность.

Разбуривание покровных ледников показало, что мореносодержащие льды (придонная морена) представляет собой льды, включающие минеральные частицы, сгустки частиц и их прослойки в количестве от менее сотых долей процента до 0,24 %. Эти включения представлены вулканическим пеплом, микрозернами полевого шпата и кварца, чешуйками слюды, микрочастицами метеоритов, а также спорами и пылью растений. Валунного материала в мореносодержащих льдах не выявлено, но отдельные песчаные зерна встречаются.

Возложение на покровные ледники обязанностей по выполнению огромной и разнообразной геологической работы оказалось изначально ошибочным. Для формирования экзарационных и других типов «ледникового» рельефа, отторженцев, гляциодислокаций, а также валунно-глыбовых отложений необходимы со-

всем другие, реально существующие геологические процессы, в первую очередь разломно-неотектонические. Это показано в монографиях автора [12, 13].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Большаинов Д.Ю., Макеев В.М. Архипелаг Северная Земля. Оледенение, история развития природной среды. – СПб.: Гидрометеиздат, 1995. – 217 с.
2. Архипов С.М., Востокова Т.А., Загороднов В.С. Нерастворимые микровключения в придонной части ледяного керна восточного ледяного поля на Северо-Восточной Земле (Шпицберген) // *Мат. гляциол. иссл.* – М.: 1990. – Вып. 70. – С. 112-115.
3. Herron S., Langway C. The debris-laden ice at the bottom of the Greenland ice sheet // *J. Glaciol.* – 1979. – V. 23. – № 89. – P. 193-207.
4. Marshall P., Kuivinen K. The Greenland ice sheet.-Program, 1980 // *Polar Rec.* – 1981. V. 20. – № 129. – P. 562-565.
5. Талалай П.Г. Первые итоги бурения самой глубокой скважины во льдах Гренландии // *Природа.* – 2005. – № 11. – С. 32-39.
6. Whalley W. A preliminary scanning electron microscope study quartz from a dirt band in the Tuto ice tunnel northwest Greenland // *Arct. and Alp. Rec.* – 1982. – V. 14. – № 4. – P. 355-360.
7. Gow J., Epstein S., Sheehy W. On the origin of stratified debris in ice cores from the bottom of the Antarctic ice sheet // *J. Glaciol.* – 1979. – V. 23. – № 89. – P. 185-192.
8. Масолов В.Н., Лукин В.В., Шереметьев А.Н., Попов С.В. Геофизические исследования подледникового озера Восток в Восточной Антарктиде // *Докл. РАН.* – 2001. – Т. 379. – № 5. – С. 680-685.
9. Котляков В.М. В ста метрах от тайны // *Вокруг света.* – 2004. – № 2. – С. 93-101.
10. Большаинов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. – СПб.: Изд-во ААНИИ, 2006. – 296 с.
11. Талалай П.Г. Глубокое бурение в Антарктиде: новые проекты // *Природа.* – 2007. – № 6. – С. 25-49.
12. Чувардинский В.Г. Неотектоника восточной части Балтийского щита. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2000. – 287 с.
13. Чувардинский В.Г. Букварь неотектоники. Новый взгляд на ледниковый период. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. – 86 с.

### НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИИ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА В ПРИБЕЛОМОРЬЕ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА ТОЛОКОНКА В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ СЕВЕРНАЯ ДВИНА

**Шеботинов В.В., Субетто Д.А.**

*Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена,  
Санкт-Петербург, scif@berendei.info*

### NEW RESULTS ABOUT STRATIGRAPHY OF UPPER NEOPLEYSTOCENE DEPOSITS IN THE WHITE SEA AREA ON AN EXAMPLE OF «TOLOKONKA» SECTION IN THE MIDDLE PART OF NORTH DVINA RIVER

**Shebotinov V.V., Subetto D.A.**

*Alexander Herzen State Pedagogical University, St. Petersburg*

Территория южного Прибеломорья расположена между краем Балтийско-кристаллического щита на западе и Тиманским кряжем на востоке — в пределах юго-восточного погребенного склона щита, переходящего к востоку в Московскую синеклизу. Кристаллические породы фундамента, выходящие на поверхность в Балтийском щите, опущены здесь на большую глубину, а геологическую основу района образуют породы палеозойского возраста (рис. 1).

Современный рельеф рассматриваемой территории имеет полигенетический и метакронный характер. Он сформировался в течение длительного периода от мезозоя до настоящего времени под влиянием разнообразных, преимущественно экзогенных рельефообразующих процессов. В дочетвертичное время на фоне сравнительно интенсивных тектонических движений господствовали процессы эрозии и денудации, которые к началу антропогена привели к выработке обширной корытообразной долины р. пра-Двины с притоками.

В четвертичное время основную рельефообразующую роль играли ледниковая и водно-ледниковая аккумуляция и абразия, а в послеледниковое время — эрозионно-аккумулятивные процессы выработки новой гидрографической сети, а также торфообразование.

Изучение четвертичных отложений на территории северо-востока Восточно-Европейской платформы началось более ста лет назад. За это время на данной территории проводилось огромное число исследований



1

Рис. 1. Территория Южного прибеломорья.  
1 – места проведения экспедиций.

[1-6, 10]. Более подробно об этом было написано ранее [8, 9].

В рамках международного проекта АРЕХ в 2008, 2009 гг. состоялись экспедиции в Архангельском регионе и Республике Коми, в долине среднего течения р. Северная Двина, в долинах рек Вычегда, Вага, Сухона (рис. 1). Более подробно изучен разрез на правом высоком берегу реки в 100 км ниже по течению от г. Котлас, носящий название Толоконка. Разрез представляет собой обрывистый берег реки длиной чуть более 4 км вытянут с северо-запада на юго-восток, высота 25-30 м, сложен флювиальными, озерными и ледниковыми осадками. В результате детальных исследований [8] была построена общая схема строения разреза Толоконка (рис. 2).

Слой С продатирован по OSL методу: 58±23, 54±2, 80 тыс. лет. Из торфа слоя D U-Th и C<sup>14</sup> методами анализа получены датировки 33270±350 (Гин 14173), 37350±450 (Гин 14174), 37800±600 (Гин 14175) [7]. Далее следует мощная пачка песков (слой E) речного происхождения, сменяющаяся слоем глины с многочисленными включениями гравия (диамиктон – слой F), залегающим наклонно, высота основания от 42 до 48 м над уровнем моря, мощность слоя около 2 м.

На основе полученных результатов можно сделать вывод, что разрез Толоконка формировался в течении всего позднего неоплейстоцена. В ранневалдайское время на данной территории климатические обстановки были суровее современных. Во время последнего ледникового максимума Северодвинская лопасть Скандинавского центра оледенения доходила как минимум до данной территории. Дальнейшей задачей будет являться определение точных границ последнего ледникового максимума.

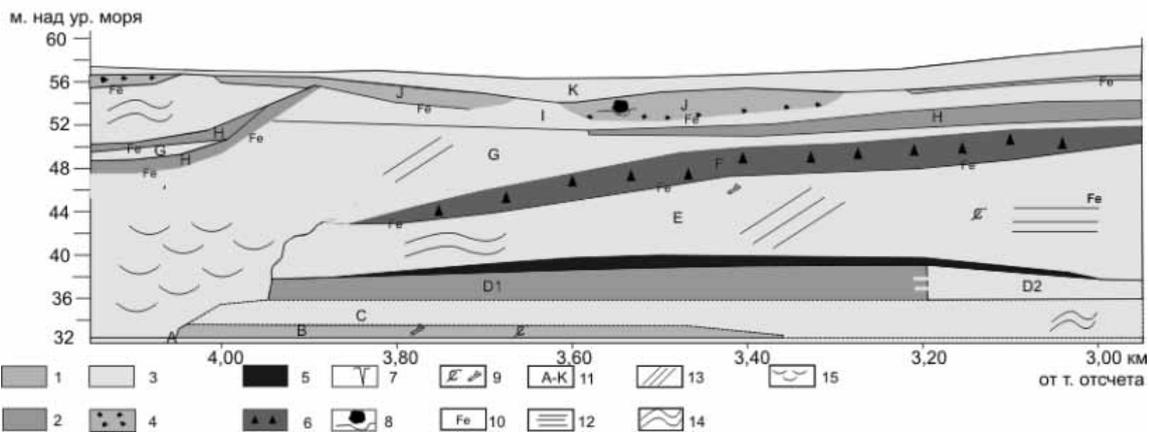


Рис. 2. Стратиграфический разрез Толоконка.

1 – глина, 2 – алеврит, 3 – песок, 4 – глина с гравием, 5 – торф, 6 – диамиктон, 7 – морозобойная трещина, 8 – валун, 9 – растительные остатки, 10 – ожезненная граница, 11 – название слоя, 12 – горизонтальная слоистость, 13 – наклонная слоистость, 14 – волнистая слоистость, 15 – осыпь.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. – М., 1974. – 319 с.
2. Величко А.А. Главный климатический рубеж и этап плейстоцена // Изв. АН СССР, серия география. – 1968. – № 3. – С. 5-17.



3. Девятова Э.И., Лосева Э.И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. – Л.: Наука, 1964. – 105 с.
4. Лавров А.С. Позднеплейстоценовые ледниковые покровы Северо-Востока европейской части СССР // М.: Наука, 1974. Бюл. КИЧП, № 41. – С. 48-55.
5. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. – М., 2005. – 222 с.
6. Лаврова М.А. О стратиграфии четвертичных отложений Северной Двины от устья Ваги до Конецгорья. – М.: Тр. совет. секции ИНКВА, вып. 1, 1937.
7. Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Зарецкая Н.Е. и др. Первый опыт перекрестного  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  и  $^{14}\text{C}$  датирования средневалдайских органогенных отложений // ДАН (в печати).
8. Шеботинов В.В., Субетто Д.А., Ларсен Э. Новые данные по стратиграфии отложений верхнего неоплейстоцена южного Прибеломорья (на примере разреза Толоконка в среднем течении реки Северная Двина // Региональная геология и металлогения. – 2010. – № 44 (в печати).
9. Krogh H., Van Welden A., Shebotinov V. et al. Sedimentology and geochemistry in ice-dammed lake deposits, the Tolokonka section, NW Russia // Third Conference on Arctic Palaeoclimate and its Extremes. – 2009. – P. – 45.
10. Larsen E., Kjaer K. H., Demidov I. N. et al. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // Boreas. – 2006. – V. 35. – P. – 394-424.

### СПЕЦИФИКА ОЛЕДЕНЕНИЯ В УСЛОВИЯХ МНОГОЛЕТНЕГО ПРОМЕРЗАНИЯ – КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ СОБЫТИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНА СИБИРИ

**Шейнкман В.С.**

*Институт географии РАН, Москва, vlad.sheinkman@mail.ru*

### SPECIFIC OF GLACIATION UNDER CONDITIONS OF PERENNIAL ROCK FREEZING AS A KEY TO COMPREHEND THE PLEISTOCENE EVENTS IN SIBERIA

**Sheinkman V.S.**

*Institute of Geography RAS, Moscow*

В Сибири все ледники приурочены к области многолетнемерзлых пород (ММП). Раньше они покрывали значительную часть ныне активно осваиваемой территории, и, поскольку в ряде случаев тренд их влияния на окружающую среду проявляется и сегодня, разработка подходов, принимающих во внимание специфику четвертичного развития оледенения и его взаимодействия с ММП весьма актуальна.

На наш взгляд при проведении реконструкций оледенения принципиальное значение имеет вопрос о его термодинамике. Исследователи, изучающие следы оледенений с позиций классической альпийской школы гляциальной геологии и геоморфологии, не всегда уделяют этому вопросу должного внимания, хотя от его решения зависит осмысление и характера оледенения в целом, и оценка геологической деятельности ледников и оставляемых ими следов. Ведь уже сам принцип продвижения ледника, примороженного к своему ложу и скользящего по талому основанию, будет реализовываться совершенно по-разному.

Имеющиеся сегодня материалы однозначно свидетельствуют: формирование ледников и их воздействие на окружающую среду вне и внутри пределов ММП иное во всех отношениях, но восприятию различий мешают стереотипы, уже более двух столетий традиционно использующие построения на базе альпийской научной школы. Они привычны, зачастую канонизированы и нередко ставятся во главу угла и в моделях оледенения в Сибири. В изрядной степени именно из-за этого при оценке состояния оледенения в определенный период его развития и характера, оставляемых им следов имеют место серьезные разночтения.

Находясь в области ММП, ледники, как и всё на земной поверхности, обязаны промерзнуть, становясь, по сути, особым компонентом криолитозоны [9, 10]. (Промерзание ледников подразумевает охлаждение их толщи ниже  $0^\circ\text{C}$ ). Очевидно, если ледники становятся компонентом криолитозоны, подходы, учитывающие их влияние на сопряженные с ними породы и образования должны учитывать специфику их подобного состояния. В противном случае не избежать ошибок моделирования ситуации. Чтобы лучше показать это, рассмотрим разные варианты формирования систем природных льдов, условно назвав их альпийским и сибирским.

В традиционном альпийском варианте влага, переносимая на континент с океана, проходит над ним относительно небольшое расстояние (рис. 1), и та ее часть, что выпадает в твердой фазе, на некоторое время консервируется лежащими большей частью на не мерзлом ложе ледниками. На первом плане здесь выступает

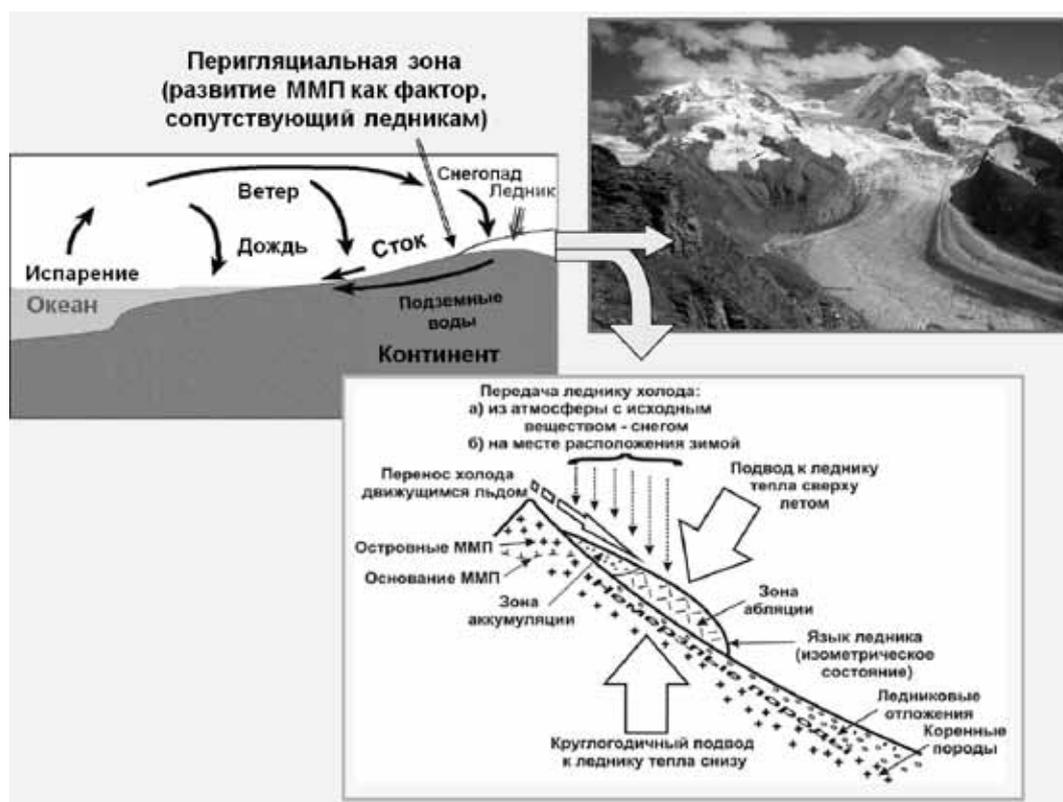


Рис. 1. Пояснения в тексте.

активный метаморфизм снега при его обилии – в обстановке сравнительно мягкого климата. Хотя немалый вклад криогенной компоненты в оледенение выявлен и в Альпах: в наиболее высокой части ледников там круглый год температура воздуха отрицательна, толщина льда существенно охлаждена, но с падением высоты температура воздуха быстро растет, и основное тело этих ледников сложено теплым, при 0 °С, льдом [5].

Подчеркнем: холод в данном случае имеет подчиненное значение. Его запас в ледниках ограничен – на месте их расположения он передается им лишь в холодный сезон года, посредством охлаждения поверхностных слоев, и с их исходным веществом из атмосферы – осадками. Затраты приходящего к ледникам тепла в такой ситуации в основном идут на преодоление порога таяния имеющего большую теплоту плавления льда, а компенсируется оно лишь активным поступлением в зону абляции новых порций ледовой массы.

Важно осознать: реакция ледников на похолодания климата и их взаимоотношение с ММП при подобной организации их вещества и энергии будет принципиально отлична от того, что происходит в Сибири. Сначала, на фоне уменьшения срока абляции на ледниках, благодаря сохраняющемуся первое время обильному снегонакоплению станет, вызывая их активный рост, быстро опускаться фирновая линия – пока холодная и влажная криогигротическая фаза оледенения не сменится фазой криоксеротической, холодной и сухой [2]. Это процесс криоаридизации [9, 10]– охлаждения территории на фоне усиления континентальности климата; он проявляется пространственно, как сегодня с юго-запада на северо-восток вдоль охватывающих Сибирь горных сооружений, и во времени – при переходе от межледниковья к ледниковью. Поначалу промерзание затронет породы вокруг ледников и их самих; ложе под ними долго будет не мерзлым, и ММП сконцентрируются в приледниковой, как наиболее охлажденной, зоне. А когда криоаридизация проявится в полную силу, промерзание сможет охватить и ледники в целом, и породы под ними. Причем при хорошо выраженной исходно гигротической фазе оледенения, как это было, например, в прошлом в северо-западной части евразийского материка, оно успевают достичь конечной стадии – покровного типа – даже в условиях геологически быстрой смены криохронов квартера термохронами.

Но в континентальной части Сибири такая модель неприемлема. ММП в ней выступают как фоновый, а не приледниковый фактор, и здесь по-иному распределяется и консервируется влага. Поступает она в Сибирь в основном с западным переносом воздуха с Атлантики, преодолевая большие расстояния и изрядно расходуясь по пути. Во время криохронов квартера немалую ее часть, кроме того, перехватывал ледниковый щит на северо-западе Евразии. То есть общий объем перебрасываемой в Сибирь и сегодня, и в прошлом влаги не может быть большим; изрядно она задерживается криогенными льдами, и в итоге на формирование оледенения ее остается немного – только на горные ледники. Подчеркнем: эти ледники исходно находятся в условиях развитой криоаридизации, с присущим континентальному климату малым увлажнением и активным летним

таянием. Важнейшую роль в их формировании играет холод, причем передается он ледникам как с осадками из атмосферы, так и круглый год *in situ* на земной поверхности, поскольку это область ММП (рис. 2).

Именно холод, т. е. участие криогенной компоненты, а не обильное снегонакопление определяет развитие сибирских ледников. И главная причина не в более длительном холодном времени года – в условиях континентального климата и за короткое лето таяние съедает большой объем льда. А в том, что холод, накопленный ледниками в течение долгой холодной зимы и передаваемый им также со стороны окружающих их ММП, в период абляции идет на восстановление ледовой массы. Талая вода в теплое время года не вся стекает с таких ледников: частично она и смоченный ею фирн тут же намерзают на холодном льду. Образуется наложенный лед – продукт, по сути, криогенеза на самом леднике, и в дополнение к питанию посредством осадочно-метаморфической трансформации снежной массы ледники получают изрядную добавку уже за счет конжеляционной компоненты. Криогенез, охватывая ледники, обеспечивает им активность, даже если большая их часть лежит ниже фирновой линии – ведь зоной питания служит тогда область наложенного льда. Кроме того, криогенез в приледниковой зоне определяет перехват значительной части ледникового стока наледями, что также способствует сохранности ледников. Наледи по площади нередко соизмеримы с ледниками; на таяние сразу большого количества льда на их обширной поверхности затрачивается много тепла, и тем самым уменьшается тепловое воздействие на лежащие выше ледники [3, 6, 9, 10].

По-иному реагирует в Сибири оледенение и на похолодания климата. Находясь исходно в условиях развитой криоаридизации, когда снежное питание невелико и в ходе усиления криоаридизации его станет еще меньше, а летняя абляция в условиях континентального климата все равно останется высокой, ледники будут расти медленно. В приледниковой зоне все больше влаги станет консервироваться наледями и подземными льдами, и за геологически короткие криохроны квартера ледники могут успеть достичь только стадии крупных долинных форм, а не конечной стадии – покровного оледенения.

Что касается осмыслению собственно воздействия оледенения на ММП, здесь также ощутимо мешают альпийские стереотипы. Один из них – о теплоизоляционных свойствах ледников, который порой используют даже мерзлотоведы [1]. Суть в том, что в основе ставшей классической альпийской модели оледенения лежит, как было отмечено выше, развитие ледников при обилии снега и их покрытии им как теплоизолирующим слоем. Однако в Сибири, где господствует (и господствовал в течение всего плейстоцена) континентальный климат, снега выпадает немного, и его влияние или невелико, или нивелируется сильным промерзанием горных пород. Теплопроводность же монолитного льда, которым сложено основное тело ледников, достаточно высока. Она составляет 2,2 Вт/(м•К), и эта величина сопоставима с теплопроводностью скальных пород. Так что ледники, находясь в области ММП, будут активно промерзать и, мало того, способствовать промерза-

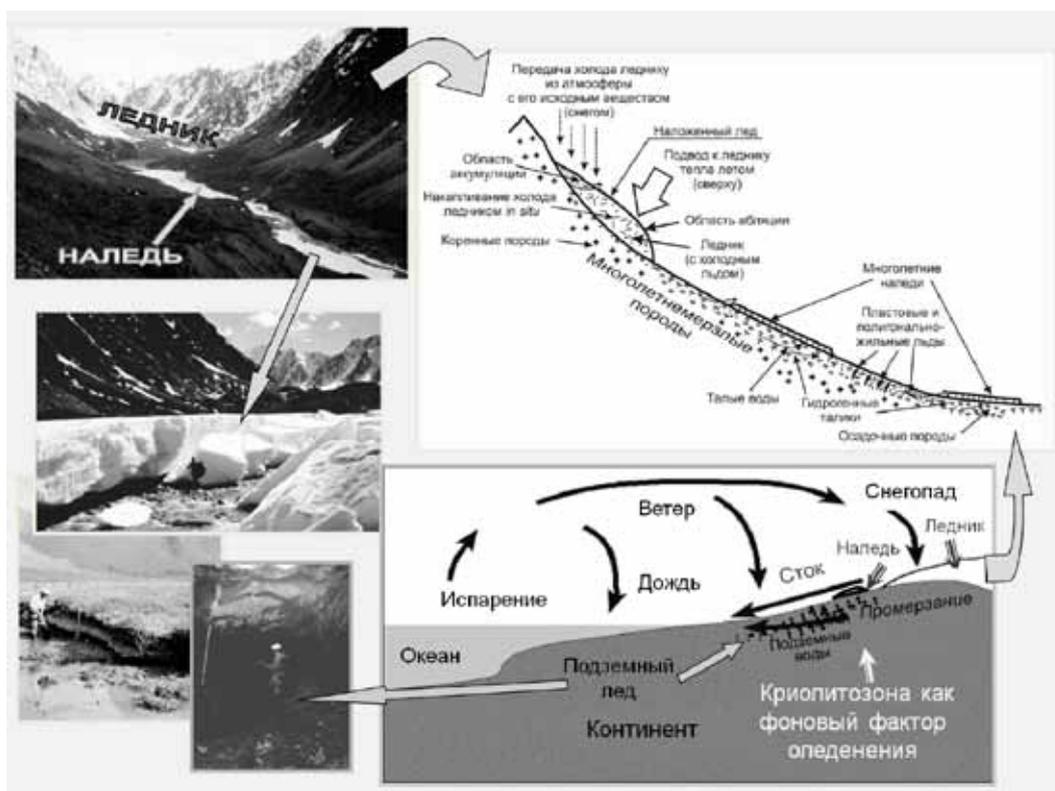


Рис. 2. Пояснения в тексте.

нию пород под собой: пропуская холод зимой и демпфируя поток тепла сверху летом. Ибо теплота плавления у льда велика; она составляет  $3,3 \cdot 10^5$  Дж/кг (больше она лишь у некоторых металлов), и верхний слой льда берет на себя летний тепловой удар, а тепло, израсходованное на его таяние, уносится прочь с талой водой.

Ледники, безусловно, всегда регулируют процесс промерзания пород под собой, но в Сибири это регулирование имеет свою специфику. Становясь кровлей ММП, поверхность ледников в ходе их роста и сокращения будет поднимать или опускать эту кровлю, и под ними соответственно будет уменьшаться или усиливаться промерзание горных пород. Влияет на этот процесс также нестационарность теплового поля ледников, обусловленная их движением и историей развития. Хотя теплоемкость льда вдвое меньше, чем у воды, она у него достаточно велика – около  $2,1$  кДж/(кг·К), что в среднем втрое больше, чем у скальных пород. Поэтому запас аккумулируемого ледниками холода может достигать больших величин и переноситься движущимся льдом из их верхней, с более низкими температурами зоны вниз, в более отепленную зону, или, будучи накопленным в более холодные предыдущие эпохи, передаваться окружающим породам в теплое время.

Сегодня термометрией охвачены все главные ледниковые центры Сибири. Результаты однозначны: все ледники, хотя современность – типичное межледниковье, глубоко проморожены и большей частью лежат на мерзлом ложе [4, 5, 6, 8]. Уже на Урале, где, будучи наваянными и лежащими намного ниже снеговой линии, ледники, казалось бы, должны быть растеплены, только в фирновой зоне имеют нулевую температуру, а в области языка они проморожены до примерно 50-м глубины. К востоку от Урала ледники в Сибири полностью проморожены, и термометрия уже позволяет судить и о силе промерзания слагающей их толщи льда, и о нестационарности теплового поля этой толщи. На небольших ледниках Сибири ход температур обычен – минимум отмечается в слое нулевых колебаний на глубине 12-16 м. Но на крупных ледниках он иной. Так в зоне питания ледников г. Белухи (Алтай) падение температуры идет до  $-16^\circ\text{C}$  на 60-м глубине, и лишь затем повышается с градиентом  $0,15^\circ/10$  м, а на леднике Иньльчек в сопредельном Тянь-Шане – до  $-16^\circ\text{C}$  на 30-м глубине, и затем – повышение с градиентом всего  $0,06^\circ/10$  м. В обоих случаях температура на ложе не выше  $-10^\circ\text{C}$  [8]. То есть – данные ледники несколько растеплены у поверхности, но их глубинные слои явно несут в себе заряд холода, полученный ими раньше. Обзор аналогичных данных недавно представлен и по Арктике [7].

Казалось бы, подобная информация говорит сама за себя. Но появилась она в конце прошлого века, раньше учет специфики ледников в обстановке ММП был затруднен, и ряд авторов по-прежнему используют альпийские каноны. Тем не менее, криогенная компонента оледенения меняет его механизм, как видим, и генетически, и структурно. Она обуславливает тесное взаимодействие льдов мерзлотного и ледникового происхождения и порождает ледовые комплексы, становящиеся особым компонентом криолитозоны. Это необходимо учитывать при реконструкциях четвертичного оледенения, поскольку понять закономерности его развития на разных этапах плейстоцена является научной задачей, решение которой поможет детализировать ход процессов в прошлом и выяснить современный тренд их воздействия на окружающую среду.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Балобаев В.Т. Новые аспекты в теории формирования ледового комплекса арктических низменностей // *Материалы III конференции геокриологов России*. Т. 1. – М.: МГУ, 2005. – С. 138-145.
2. Величко А.А. К вопросу о последовательности и принципиальной структуре климатических ритмов плейстоцена // *Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей*. – М.: Наука, 1981. – С. 220-246.
3. Корейша М.М. Оледенение О.Н. Верхяно-Колымской области. – М.: Наука, 1991. – 144 с.
4. Каталог ледников СССР / *Виноградов (ред.)*. – Л.: Гидрометеиздат, 1966-1981.
5. Михаленко В.Н. Глубинное строение ледников тропических и умеренных широт. – М.: URSS, 2007. – 315 с.
6. Шейнкман В.С. Четвертичное оледенение в горах Сибири как результат взаимодействия гляциальных и мерзлотных процессов // *Материалы гляциологических исследований*. – М.: РАН, 2008. – № 105. – С. 51-72.
7. Шполянская Н.А. Пространственное взаимоотношение покровных ледников и вечной мерзлоты (наземного и подземного оледенений) // *Лед и снег*. М.: РАН, 2011. – № 1. – С. 75-80.
8. Aizen V.B., Aizen E.M., Joswiak D. R., Fujita K., Takeuchi N., Nikitin S.A.. Climatic and atmospheric circulation pattern variability from ice-core isotope/geochemistry records (Altai, Tien Shan and Tibet) // *Annals of Glaciology*. – 2006. – V. 43. – P. 49-60.
9. Sheinkman V.S. Quaternary Glaciation in the High Mountains of Central and North-east Asia // Ehlers J., Gibbard, P.L. (Eds.). *Quaternary Glaciations—Extent and Chronology. Part III*. – Elsevier, 2004. – P. 325-335.
10. Sheinkman V.S. Peculiarity of glaciation in the high mountains of Siberia // *Материалы гляциологических исследований*. – М.: РАН, 2007. – № 102. – С. 54-64.

**АКТУАЛЬНОСТЬ, ВОЗМОЖНОСТИ И ПРОБЛЕМЫ ДАТИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

**Шейнкман В.С., Мельников В.П.**

*Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, vlad.sheinkman@mail.ru*

**CURRENCY, FACILITIES AND PROBLEMS OF DATING OF QUATERNARY SEDIMENTS**

**Sheinkman V.S., Melnikov V.P.**

*Earth Cryosphere Institute, SB RAS, Tyumen*

Абсолютное датирование четвертичных комплексов в Сибири – проблема, которая стоит очень остро. С одной стороны, на данных его экстраполяции реконструируется ход развития окружающей среды и создается основа ее прогностики, и, поэтому, такие данные крайне необходимы. С другой стороны – получить их сегодня, особенно в Сибири, где четвертичные комплексы зачастую представлены мерзлыми толщами, трудно, а нередко и невозможно, поскольку методы, традиционно применяемые при абсолютном датировании образований квартера, имеют узкий диапазон охвата и в отношении временного интервала, и в отношении набора датированных осадков. Для диагностики значительной части отложений они просто неприемлемы.

Учитывая остроту проблемы, особенно в отношении мерзлых толщ, в ИКЗ СО РАН был проведен анализ имеющихся и новых методов датирования. Как наиболее приемлемый для внедрения в практику исследований был выбран метод термостимулированной люминесценции (ТЛ) нового поколения [7, 8]. Выбор опирался на многолетний опыт датирования различных объектов в России и за рубежом, накопленный сотрудниками ИКЗ СО РАН [2, 5, 6], тем более что метод был адаптирован к сибирским условиям [7, 8]. О сути проведенной работы и будет идти речь в данной статье.

К сожалению, имеющиеся датировки по многим четвертичным комплексам сегодня зачастую единичны и носят противоречивый характер, что во многих случаях не позволяет судить об их достоверности, поскольку не дает возможности применять перекрестное датирование разными методами и статистический контроль. Проведенный анализ показал: причин такого состояния несколько. Датирование горных пород подразумевает выделение в их развитии определенного физического процесса, в котором выявляется временная компонента и проводится ее анализ. Однако специалисты, непосредственно изучающие физику этого процесса, не всегда учитывают особенности формирования исследуемых толщ, тогда как пользователи результатами датирования далеко не всегда вникают в хронометрические технологии, чтобы ввести необходимые поправки. Нередки и нарушения правил отбора и хранения образцов – еще одной причины противоречивости датировок. Поэтому сначала внесем ясность в отношении возможностей и сути технологий датирования.

В большинстве случаев в геохронометрии используют явление радиоактивности, и ее методы тогда объединяются в две группы технологий, кардинально отличных по принципу датирования и правилам отбора и хранения образцов. Первая группа – *радиометрические методы*, использующие радиоактивный распад нуклидов-таймеров в некой закрытой системе, когда соотношение образующихся в результате радиоактивного распада дочерних и материнских элементов в образце показывает время нахождения таймера в изучаемом объекте. Наиболее известен космогенный радионуклид  $^{14}\text{C}$ , накапливаемый растениями и живыми организмами в процессе жизнедеятельности. После их отмирания распад этого радионуклида внутри них позволяет получать возраст пород, включающих захороненные органические остатки, в пределах до первых десятков тысяч лет.

Весьма перспективна в этом плане технология ускоренной массспектрометрии (УМС-AMS), которая позволяет определять возраст содержащих  $^{14}\text{C}$  пород по крайне малому количеству органических остатков. Кроме того, данная технология может использовать и другие космогенные радионуклиды. В частности, по накоплению радионуклидов  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$  в поверхностных слоях ряда содержащих кварц скальных пород можно определять длительность экспонирования этих слоев космогенному облучению на открытом пространстве, а отсюда – вычислять возраст события, в процессе которого они были обнажены. Например: время после выхода из-под льда обнажающихся стенок трога или поверхностей вытаивающих валунов донной морены, причем в данном случае диапазон датирования на порядки шире, чем при использовании  $^{14}\text{C}$  – свыше млн. лет.

Важно подчеркнуть, что при использовании радиометрических технологий процесс, в котором выделяется временная компонента, обладает большой степенью независимости, что обеспечивает высокую точность датировок и простоту отбора и хранения образцов – достаточно откопать и высушить захороненную органику или сделать скол с поверхности гранитного валуна, храня их затем практически в любой таре. Но применение этих методов ограничено редкостью находок пригодных таймеров, находящихся в необходимых условиях, и, главное, высокой трудоемкостью последующей обработки образцов, поскольку тогда используется сложная и дорогая аппаратура, а отсюда и высокой стоимостью получаемых возрастных определений.

Поиск альтернатив с применением новых достижений в приборостроении и познании физики использующихся как временная компонента процессов долго не давал приемлемых результатов. Они стали появляться, когда были задействованы технологии, использующие явление радиоактивности как бы наоборот – посредством

датирования с учетом не накапливания в породах продуцируемых распадом радионуклидов новых элементов, а приобретения определенными минералами новых свойств в результате поглощения ими некоторой дозы радиации поля, образуемого радионуклидами в основном семейства элементов  $^{40}\text{K}$ ,  $\text{U}$  и  $\text{Th}$ , в той или иной мере всегда содержащимися в исследуемых породах. Отсюда название – *дозиметрические методы*. Технологии стимулирования люминесценции среди них наиболее применяемы, поскольку, имея большой диапазон датирования – первые сотни тысяч лет, они используют вездесущие минералы-таймеры (кварц, фельдшпаты). Но при их применении есть существенные сложности, порождаемые чуткостью процессов, отражающих временную компоненту, к изменениям внешней для минералов-таймеров среды и трудностью учета помех, обусловленных этими изменениями, а отсюда – необходимостью строгих правил отбора и хранения образцов. К сожалению, из-за невнимания и к первому, и ко второму аспекту данных технологий исследователями было получено много явно неправдоподобных возрастных определений, что породило острые споры.

В процессе нашего эксперимента был найден путь, как, сохранив достоинства выбранного метода, избежать при датировании четвертичных комплексов, негатива. Прежде всего, для уверенной работы на объектах были выработаны крайне необходимые специальные правила пробоотбора, и во избежание появления случайных возрастных определений был введен статистический контроль получаемых датировок. Это потребовало внедрения серийного, а не применяемого обычно единичного пробоотбора, что, в свою очередь, обусловило необходимость разработки оборудования, способного быстро пропускать через себя большое количество образцов. В конце концов, в ходе проведенного эксперимента основные проблемы были решены.

Вообще ТЛ метод основан на свойстве минерала-таймера поглощать энергию имеющихся вокруг него слабых радиационных полей, и излучать ее при нагреве в виде света – люминесцировать – в режиме, пригодном для фиксирования ТЛ сигнала. Определив его величину, активность внешнего радиационного поля и дозу радиации, поглощенную минералом-дозиметром, можно рассчитать (по кинетике процесса) время нахождения такого таймера в породе. Но эта кажущаяся простота, недоучет специфики метода и нежелание отказаться от сформировавшихся на заре его создания стереотипов породили противоречия.

Проведенный эксперимент показал: толщи четвертичных отложений в Сибири – объект особый. Они нередко мерзлые, и их датирование требует строгого соблюдения определенных правил. Во-первых, подлежат датированию только те отложения, когда есть уверенность в стабильности радиационного поля в их среде. Измеряется его активность в исследуемых осадках сегодня – значит, пригодны только те отложения, что не претерпевали больших колебаний льдистости-влажности, ибо облегающая песчинки влага сама абсорбирует часть радиации. Во-вторых, отбор образцов и замер активности радиационного поля вокруг содержащегося в них минерала-таймера должен проводиться на дне пробуренной со стороны стенки обнажения скважине (рис. 1) в центре блока ненарушенных пород (по трещинам могут мигрировать подвижные радионуклиды). Радиус такого блока должен составлять не менее 1,2-1,5 м, ибо это длина трека гамма-лучей – наиболее важного агента радиационного воздействия, определяющего дозу поглощаемой минералом-таймером энергии. Причем замер активности радиационного поля обязательно должен проводиться *in situ*, радиометром, а не путем расчета по нуклидам образца, ибо он облучается полем всего блока. Взять этот блок весь, как пробу, как и учесть разброс в нем радионуклидов нереально. На заре метода допускался упрощенный пробоотбор – без замеров *in situ* и на малой глубине [3]. Многие исследователи оперируют им по-прежнему, но наш эксперимент показал, что погрешность датировок тогда достигает 50%. В-третьих, должна быть уверенность, что перед захоронением минерал-таймер был обнулен – когда центры поглощения радиации (это ловушки свободных электронов, появляющихся под ее воздействием) в нем опустошаются, что происходит под влиянием определенных источников энергии. Например, при высокотемпературном нагреве – обжиге содержащей минерал-таймер керамики, или всестороннем облучении его песчинок ультрафиолетом при их перемещении на дневном свете – при переносе зола перед его отложением в лессах, экспонировании на солнце мелкозема при его перемыве в аллювии кос и дельт и т. п. Отсюда еще одно правило: отбор и хранение образцов не должны проводиться на солнце и при высокой температуре.

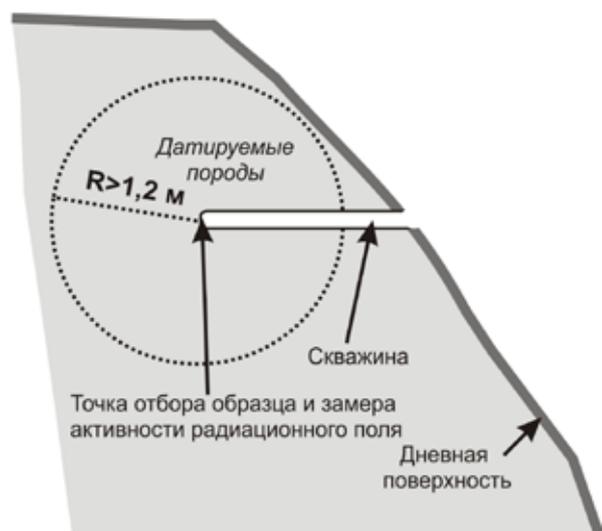


Рис. 1. Правильность отбора образцов.

Подчеркнем: нельзя учесть все изъязы абсорбции радиации минералом-таймером. Датировки-выбросы всегда реальны, и нивелировать их можно только при переходе на серийный пробоотбор и статистический контроль дат. Посредством традиционной процедуры ТЛ анализа это делается редко [4] – она трудоемка. К тому

же в ней заложены просчеты [10]. Для датирования нужно сравнение импульсов из образцов: тестируемого, обнуленного и поглотившего максимум радиации. Иметь первый просто – облучив тестируемый образец ультрафиолетом. Насыщение же его в традиционной процедуре проводилось ускоренно, в усиленных на порядки полях. Наш эксперимент показал: такой процесс и природный, *in situ*, идущий в слабых полях тысячи лет, не адекватны, результаты исказятся кратно, и причина – выявленный экспериментально второй, а не первый (согласно которому традиционно производились расчеты) порядок кинетики ТЛ процесса (рис. 2). Кроме того, как индикатор возраста тогда использовалась высота пика ТЛ импульса, хотя из-за отличных оптических свойств у разных кварцев это тоже порождает сбои в датировании [8, 9].

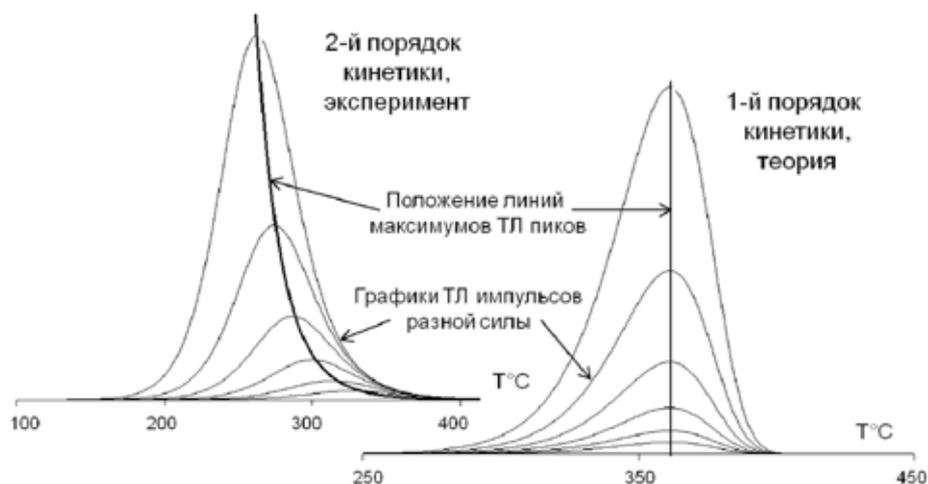


Рис. 2. Графики ТЛ импульсов по кварцу.

На западе, не меняя процедуры, пошли путем усложнения аппаратуры и внесения с ее помощью корректив, что еще увеличило трудоемкость. В нашем случае было неприемлемо. От искусственного, искажающего результаты и трудоемкого облучения образцов было решено отказаться, направив усилия на поиск альтернатив. После раскрытия закономерностей второго порядка кинетики ТЛ процесса был определен более надежный критерий возраста – координаты, на графике ТЛ импульса, точки его пика (рис. 2). Они обусловлены температурными, более стабильными свойствами минерала-таймера, но в принимаемой исходно модели ТЛ процесса, 1-го порядка кинетики, их просто не учитывали. Многократный повтор опытов [8, 9] убедительно показал, что такой подход был неверен. На рис. 1 четко видно, что чем моложе образец, тем больше в сторону высоких температур сдвинут пик его выплеска, и диапазон сдвигов превышает 100 °C.

Новый критерий принципиально меняет подход к ТЛ датированию и не только снимает вопрос о негативах прежних методик и делает его надежнее. Оно становится более доступным, так как переход на данный возрастной критерий на порядок снижает трудоемкость работ и повышает их производительность, позволяя проводить серийный пробоотбор и на его основе – статистический контроль. Добавим, что надежность нового подхода уже подтверждена путем проведения сверки получаемых новым способом ТЛ возрастов и датирования, выполненного радиометрическими методами [8, 9].

В заключение отметим, что, несмотря на острую необходимость надежного датирования четвертичных комплексов, ныне в России обозначено несколько настораживающих тенденций. Одни исследователи, не вникая в суть методик, смешивают все датировки подряд и предлагают прекратить ТЛ датирование вообще, другие – игнорируя отечественный опыт, дублируют зарубежную методику и приобретают на западе дорогую аппаратуру. Это тупиковый вариант. Следует напомнить, что первыми, еще в конце 1960-х гг., обосновали применение ТЛ метода в геологии Г.В. Морозов на Украине и А.И. Шлюков в России [1, 10]. Бывший СССР занимал в этой области лидирующие позиции, и авторы считают, что настало время восстановить утраченное и предлагают исследователям объединить для этого все усилия.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Морозов Г.В. Применение термоллюминесцентного метода для изучения отложений лессовой формации. Автореферат диссертации на соискание ученой степени к. г.-м. н. – Киев, 1968. – 23 с.
2. Шейнкман В.С. Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая, тестирование результатов датирования на разрезах Мертвого моря и палеогляциологическая интерпретация полученных данных // Материалы гляциологических исследований. – М., 2002. – № 93. – С. 17-25.

3. Aitken M.J. Thermoluminescence dating. London, Orlando, San Diego, New York, Austin, Montreal, Sydney, Tokyo. – Toronto: Academic Press, 1985. – 359 p.
4. Frechen M., Dodonov A.E. Loess chronology of the Middle and Upper Pleistocene in Tadjikistan // Geologische Rundschau. – 1998. – № 87. – P. 2-20.
5. Sheinkman V.S. Late Pleistocene invasion of Palaeo-Dead Sea into the lower Zin Valley, the Negev Highlands, Israel // European Geosciences Union Stephan Mueller Special Publication Series. – 2002. – V. 2. – P. 113-122.
6. Sheinkman V.S., Plakht, J., Mazor, E. Makhtesh Hazera, the Zin valley and the Dead Sea basin: evolutionary Links // Makhteshim Country. Pensoft. P. 97-121.
7. Sheinkman V.S., Melnikov V.P., Panyukov D.A. A new approach to TL dating and its realization in Siberia // Proceedings of the XVIII INQUA Congress, Bern, 2011(in press).
8. Shlukov A.I., Sheinkman V.S. Dating the highest Sediments of the Dead Sea Late Pleistocene. Precursor by new TT-technique // Quaternary International. – 2007. – V. 167-168. – P. 382.
9. Shlukov A.I., Sheinkman V.S. Saturation of 300°C peak of quartz: a working hypothesis // LED 2002 – 10<sup>th</sup> International conference on luminescence and electron spin resonance dating. – Reno, Nevada, 2002. – P. 161.
10. Shlukov A.I., Shakhovets S.A., Voskovskaya L.T., Lyashenko M.G. A criticism of standard TL dating technology // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. – 1993. – № 73. – P. 373-381.

## ОСОБЕННОСТИ ДИАТОМОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МАЛЫХ ОЗЕР КАРЕЛЬСКОГО БЕРЕГА БЕЛОГО МОРЯ (РАЙОН ПОС. КУЗЕМА)

Шелехова Т.С.<sup>1</sup>, Колька В.В.<sup>2</sup>, Корсакова О.П.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Shelekh@krc.karelia.ru;

<sup>2</sup> Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты

## FEATURES OF DIATOM COMPLEXES IN SMALL LAKES BOTTOM SEDIMENTS ON THE KARELIAN COAST OF WHITE SEA (THE KUZEMA VILLAGE AREA)

Shelekhova T.S.<sup>1</sup>, Kolka V.V.<sup>2</sup>, Korsakova O.P.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geology, Karelian Science Centre RAS, Petrozavodsk

<sup>2</sup> Geological Institute of Kola Science Centre RAS, Apatity

Анализ диатомовых комплексов проводился в разрезах донных осадков озер (рис. 1) при работах по изучению перемещения береговой линии Белого моря в районе поселка Кузема на Карельском берегу Белого моря. Положение района работ относительно краевых образований, подробная характеристика озерных котловин выделенных в них литологических фаций представлена в материалах Кольки и др. (настоящий сборник).

Цель данной работы: при помощи диатомового анализа донных отложений проанализировать фациальную принадлежность литологически выделенных слоев, установить изоляционные контакты между морскими и пресноводными фациями и изучить состав диатомовых комплексов в разрезах. Это позволит точно выявить в разрезе интервал изоляции озера от моря, положение датированного радиоуглеродным методом интервала относительно изоляционного события и в конечном итоге точно реконструировать перемещение береговой линии в позднеледниковье и в голоцене.

Ранее в северных районах Карельского берега (в районах поселков Лесозавод и Чупа) в донных осадках озер были установлены пять фациальных типов отложений: пресноводные осадки приледникового озера (фация I), осадки переходные от пресноводных к морским (фация II), морские осадки (фация III), переходные от морских к современным озерным (фация IV) и современные озерные осадки (фация V) [1]. Следует отметить, что полная последовательность фаций встречается не во всех изученных разрезах. Разрезы в исследованном районе имеют значительные стратиграфические несогласия, и только диатомовый анализ часто позволяет точно определить переход от одних условий седиментации к другим.

В нашем случае методом диатомового анализа подробно исследовались интервалы, которые по литологии диагностировались как интервалы, переходные между морскими и озерными осадками.

**Озеро Кузема-8.** В разрезе определена последовательность литологических фаций I-II-V. Осадки фации I диатомовым анализом не изучались. По данным споровопыльцевого анализа (Лаврова и др., настоящий сборник) они оказались практически немymi. В осадках литологической фации II, залегающих выше, в базальной части толщи представлены преимущественно галофилы – до 60%, с доминантами *Fragilaria virescense* var. *sub-*



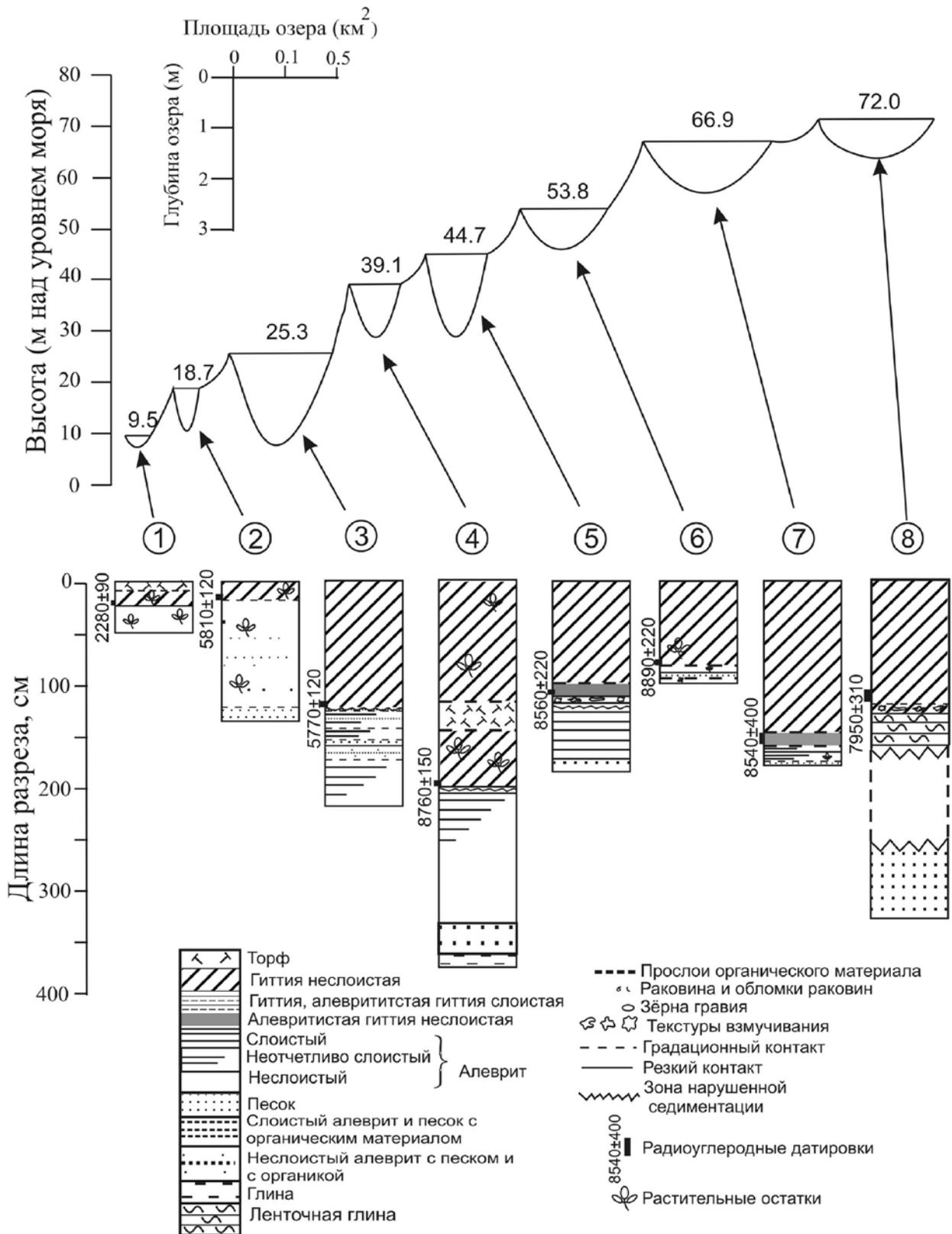


Рис. 1. Высотное положение, морфометрическая характеристика котловин исследованных озер в районе посёлка Кузема (северная Карелия) и строение разрезов донных осадков в них.

*salina* Grün, *Rhoicosphaenia curvata* (Kütz.) Grün. и особенно *Caloneis schrödery* Hust., характерной для послеледниковых водоемов, а также *Achnanthes conspicua* A. Mayer, *A. delicatula* (*Achnantheopsis*) Kutz., L.B. – обитателями морских берегов. При накоплении осадков верхней части фации II происходило быстрое осолонение бассейна, на что указывает резкое изменение видового состава диатомовых водорослей. Сумма солоноватоводных и морских видов здесь составляет более 80%, из них 38-40% – мезогалобы с единичными полигалобами и до 45% галофилов. Среди полигалобов выявлены *Coscinodiscus radiatus* Ehr., *Diploneis bombus* (Ehr.) Cl., из мезогалобов преобладают *Mastogloia smithi* Thwaites, *Mastogloia smithi var. lacustris* Grün., *Diploneis smithi var. pumilla* (Grün) Hust, *Diploneis interrupta* Kutz., Cl. и др. В группе галофилов представлены *Epithemia sorex* Kütz., *E. zebra* (Ehr.) Kütz., *Fragilaria virescens v. subsalina* Grün., *Achnanthes hauskiana* (Grün.) L.B., *Rhoicosphaenia curvata* (Kütz.), Grün. и др. Согласно диатомовым верхнюю часть толщи осадков фации II, выделенной по литологическим признакам, можно отнести к морским осадкам фации III. Однако литологически она представляет собой единый интервал, сложенный ленточными алевролитами и глинами, которые, по-нашему мнению, формировались в осолоняющемся приледниковом бассейне. Выделенная по литологическим признакам фация V характеризуется содержанием пресноводных до 60%, среди которых преобладает *Cocconeis placentula* Ehr. Солоноватоводные виды в сумме составляют здесь 40-45%: из них – единичные полигалобы, до 5% ( ) мезогалобы – *Diploneis smithi var. pumilla* (Grün.) Hust., *Diploneis interrupta* Kutz., Cl. и 20-35% галофилы – *Epithemia sorex* Kütz., *E. zebra* (Ehr.) Kütz., *Fragilaria virescens var. subsalina* Grün.

**Озеро Кузема-7.** Установлена последовательность литологических фаций II-III-IV-V. В осадках фации II выявлено 111 створок. Из них полигалобы в сумме с мезогалобами составляют 30%, около 60% – галофилы и 10% – пресноводные индифференты и галофобы. Сохранность створок очень плохая, большинство «крупных» находится в обломках, а большинство створок рода *Gyrosigma* sp. – обитателей приледниковых водоемов – разрушены. В морских отложениях фации III преобладают мезогалобы с незначительным участием полигалобов (42-62%) среди которых выделяются *Diploneis smithi v. pumilla* (Grün.), *D. interrupta* Kutz., Cl., *Mastogloia smithi* Thwaites, *Mastogloia smithi var. lacustris* Grün., *Mastogloia elliptica* (Ag.) Cl., *Mastogloia grevillei* W.Sm., *Navicula peregrina* (Ehr.) Kutz., а также галофилы *Nitzschia angustata* (W.Sm.) Grün., *Nitzschia denticula* Grünow, *Nitzschia fhustulum* (Kütz.) Grün., *Epithemia sorex* Kütz., *Fragilaria virescens v. subsalina* Grün., *Navicula radiosa* Kütz., *Navicula rhyncocephala* Kütz., в целом достигая почти 100%; пресноводные формы единичны. В осадках фации IV господствуют галофилы – 35-60%, с доминантами *Fragilaria virescens var. subsalina* Grün., *Epithemia sorex* Kütz.; около 10-20% в комплексе составляют мезогалобы *Navicula peregrina* (Ehr.) Kutz., *N. menisculus* Coll., Grünow; 35-40% – пресноводные индифференты. Пресноводные осадки фации V диатомовым анализом не характеризовались.

**Озеро Кузема-6.** Выявлена последовательность литологических фаций III-V. В изученном интервале среди диатомей преобладают пресноводные индифференты (45-65%) в сочетании с галофилами (35-45%). Мезогалобы с доминантом *Amphora holsatica* Hust. не превышают 10%, редки полигалобы *Chaetoceros holsaticus* Schütt., среди галофилов (45%) выделяются *Fragilaria virescens v. subsalina* Grün., *Sellaphora pupula* (Kütz.) Mer., *Achnanthes longiceps* Agardh. На основе диатомового анализа в осадках установлен изоляционный контакт, располагающийся на глубине от уреза воды в озере 2,40-2,42 м. Здесь установлена самая высокая соленость, сильно опресненного моря. В выше залегающих осадках отмечаются только галофилы и индифференты, отвечающие условиям пресноводного бассейна.

**Озеро Кузема-5.** Установлена последовательность литологических фаций III-IV-V. В морских осадках фации III сумма всех солоноватоводных видов достигает 90%, причем преобладают морские полигалобы. Выделенный по литологии переходный интервал от морских условий к пресноводным (фация IV) имеет отчетливый регрессивный характер. В нем присутствует большое количество полигалобов, уменьшающееся вверх по разрезу от 60 до 10% с доминантами *Hyalodiscus scoticus* (Kütz.) Grün., *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grün., и довольно стабильное наличие мезогалобов, постепенно снижающееся вверх по разрезу с 15 до 2%: *Mastogloia elliptica* (Ag.) Cl., *Mastogloia exiqua*, *Mastogloia pumilla* (Grün.) Cl., *Mastogloia smithi* Thwaites, *Melosira moniliformis* (O.Müll.) Ag., *M. nummuloides* (Dillw.) Ag., *Navicula ammophila* Grün., *Navicula cruciculoides* Brock., *Navicula elegans* W. Smith, *Navicula flanicata* Grün., *Navicula halophila* (Grün.) Cl. и др. Количество галофилов также постепенно уменьшается с 30 до 5-7%, где преобладают *Fragilaria pinnata* Ehr., *Fragilaria pinnata v. lancetula* (Schum.) Hust., *Navicula rhyncocephala* Kütz., *Rhopalodia gibberula* (Ehr.) O.Müll. и др. Все это указывает на постепенный переход от морских условий к пресноводным, начиная с глубины 3,99 м, до 3,92 м.

**Озеро Кузема-4.** Выявлена последовательность фаций III-IV-V. Здесь диатомовым анализом изучены осадки фации IV, где представлены полигалобы *Hyalodiscus scoticus* (Kütz.) Grün., мезогалобы *Rhabdonema minutum* Kütz., *R. arcuatum* (Lyngb.) Kütz., *Navicula peregrina* (Ehr.) Kütz., *N. pygmae* Kütz., галофилы с преобладанием *Fragilaria virescens* Ralfs, количество которых постепенно снижается с 60 до 20%. Согласно данным диатомового анализа при формировании интервала происходило чередование опресненных и осолоненных условий

седиментации. Во время опреснения накапливалась гиттия с небольшим количеством минеральной фракции. После кратковременного поднятия уровня моря выше порога стока из-за нагонных волн и высоких приливов гиттия размывалась и смешивалась с морским алевритом.

**Озеро Кузема-3.** Установлена последовательность литологических фаций III–V. Морские осадки фации III содержат до 90 % поли- и мезогалобов с небольшим количеством (5 %) галофилов, общее содержание морских солоноватоводных видов снижается вверх по разрезу до 45 %. Полигалобы представлены *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl., *Hyalodiscus scoticus* (Kütz.) Grün., мезогалобы *Cocconeis scutellum* Ehr., *Melosira juergensii* Kutz., *M. moniliformis* O. Müll., Ag., *M. arctica* (Ehr.) Dickie, *M. nummuloides* Dillw.) Ag., *M. varians* Ag., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kütz. и др., галофилы *Fragilaria virescens* Ralfs., *Navicula rhyncocephala* Kütz. Переход от морских отложений к пресноводным резкий, т.к. количество поли- и мезогалобов снижается с 50 % в морской фации до 12% - в осадках пресноводного озера (фация V)

**Озеро Кузема-2.** Выявлена последовательность фаций III-IV-V. Переходная зона, выделенная по литологии по данным диатомового анализа разделяется на морскую фацию осадков (III) на глубине 1,35-1,33 м и переходную от морской к пресноводной (фация IV). В морских осадках фации III преобладают полигалобы *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun., *G. angulosa* Ehr., *G. marina* (Lyngb.) Kutz., *G. arctica* Cl., *Hyalodiscus obsoletus* Shes., *H. subtilis* Bail., *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl., и мезогалобы *Rhopalodia operculata* (Agardh) Hakansson, *Cocconeis scutellum* Ehr., галофилы *Fragilaria virescens* Ralfs., *Navicula rhyncocephala* Kütz., *Nitzschia* sp. В осадках переходной зоны (фация IV) доля полигалобов и мезогалобов снижается сначала с 90 до 40 %, а затем в осадках пресноводного озера (фация V) до 18 %, составляя в сумме с галофилами около 30 % от общего состава флоры. Согласно диатомовому анализу изоляция этого озерного бассейна от моря произошла очень быстро, на что указывает стремительное изменение состава диатомовых сообществ и маломощный градационный литологический интервал.

**Озеро Кузема-1.** Разрез представлен последовательностью фаций III-V. Переход от морских осадков (фация III) к пресноводным (фация V) довольно быстрый, диатомовый комплекс представлен полигалобами *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl., мезогалобами *Rhopalodia operculata* (Agardh) Hakansson, *Cocconeis scutellum* Ehr., *Nitzschia scalaris* W. Smith, которые в сумме не превышают 5 %, а также галофилами с преобладанием *Fragilaria virescens v. subsalina* Grün. Содержание солоноватоводных видов снижается с 60 % до 20, возрастает роль галофилов (20 %). В пресноводных осадках (фация V) преобладают индифференты, составляя более 80 %, а доля галофилов не превышает 10-15 %.

На начальных этапах существования изолировавшихся от моря озерных бассейнов в массовом количестве развиваются широко распространенные виды из обрастаний рода *Fragilaria* Lyngb., планктонные мелководных северных водоемов рода *Aulacoseira* Thw. Следует также отметить довольно значительное (от 10 до 20 %) присутствие многих галофилов и единичных мезогалобов в пресноводных ассоциациях на всех этапах развития водоемов. Это объясняется поступлением питательных веществ вместе с поверхностным и подземным стоком, стимулирующих развитие данных видов.

На более поздних этапах развития водоемов, которым соответствуют пресноводные осадки в виде гиттии, в них доминируют диатомовые сообщества с господством индифферентов и галофобов из родов *Fragilaria* Lyngb., *Tetracyclus* Ralfs., *Amphora* Ehr., *Eunotia* Ehr., *Pinnularia* Ehr., *Navicula* Bory, *Cymbella* Ag., *Tabellaria* Ehr. Наибольшее видовое разнообразие характерно для родов *Fragilaria* Lyngb., *Navicula* Bory. Среди пресноводных планктонных форм выявлены *Aulacoseira distans* (Ehr.) Sim., *A. granulata* (Ehr.) Sim., *A. italica* (Kutz.) Sim., *Cyclotella kuetzingiana* Thw., *C. meneghingiana* Kutz., *C. stelligera* Cl. et Grun. Диатомовые водоросли, отражающие процессы снижения уровней водоемов и заболачивания, представлены типичными для северных водоемов формами из родов *Pinnularia* Ehr., *Eunotia* Ehr., *Frustulia* Rabenh., *Anomoeoneis* Pfitz.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-00791-а)

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Последледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2005. – С.15-25.

**ПРЕДЛОЖЕНИЯ ПО НОМЕНКЛАТУРЕ ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ КВАРТЕРА**

**Шик С.М.**

*Региональная межведомственная стратиграфическая комиссия по центру и югу Русской платформы, Москва, smshick@list.ru*

**PROPOSALS ON NOMENCLATURE OF THE GENERAL QUATERNARY STRATIGRAPHIC SCALE**

**Shik S.M.**

*Regional Inter-Institutional Stratigraphic Committee on Centre and South of Russian Platform, Moscow*

Большинство российских исследователей возражали против понижения границы квартера; был против этого и Межведомственный стратиграфический комитет России. Неясно, чем граница в основании гелазия лучше принимавшейся ранее. Однако решение о включении гелазия в состав квартера и плейстоцена принято

Таблица. Предложения по Общей стратиграфической шкале квартера

Принятая в России Общая стратиграфическая шкала квартера				Шкала, предлагаемая МКС (Gibbard et all., 2010)		Предлагаемая Общая стратиграфическая шкала квартера (Шик, 2011)					
Отдел	Раздел	Звено	Ступень	Отдел	Ярус	Отдел	Раздел, ярус	Подъярус, звено	Ступень		
Голоцен				Голоцен		Голоцен					
Плейстоцен	Неоплейстоцен	Верхнее	III <sub>4</sub>	Плейстоцен		Плейстоцен	Неоплейстоцен	Верхнее	III <sub>4</sub>		
			III <sub>3</sub>						III <sub>3</sub>		
			III <sub>2</sub>						III <sub>2</sub>		
			III <sub>1</sub>						III <sub>1</sub>		
		Среднее	II <sub>6</sub>					Среднее	II <sub>6</sub>		
			II <sub>5</sub>						II <sub>5</sub>		
			II <sub>4</sub>						II <sub>4</sub>		
			II <sub>3</sub>						II <sub>3</sub>		
			II <sub>2</sub>						II <sub>2</sub>		
			II <sub>1</sub>						II <sub>1</sub>		
			Нижнее						I <sub>8</sub>	Нижнее	I <sub>8</sub>
									I <sub>7</sub>		I <sub>7</sub>
		I <sub>6</sub>						I <sub>6</sub>			
		I <sub>5</sub>						I <sub>5</sub>			
		I <sub>4</sub>						I <sub>4</sub>			
		I <sub>3</sub>						I <sub>3</sub>			
	I <sub>2</sub>	I <sub>2</sub>									
	I <sub>1</sub>	I <sub>1</sub>									
	Эоплейстоцен	Верхнее		Калабрий		Калабрий		Верхний			
		Нижнее						Нижний			
<b>Неоген</b>				<b>Неоген</b>		<b>Неоген</b>					
				Гелазий		Гелазий					

Международной комиссией по стратиграфии и ратифицировано Международным союзом геологических наук [4], и я поддерживаю принятое МСК России 7 апреля 2011 г. решение о понижении и в принятой в России Общей стратиграфической шкале границы квартера до подошвы гелазия (около 2,6 млн. лет). Однако мне представляется, что необходимо было одновременно решить и вопрос о структуре соответствующей части Общей стратиграфической шкалы; к сожалению, этого сделано не было, а возникшая неопределенность создает значительные трудности для геологического картирования и может привести к использованию различных не принятых МСК шкал.

Мне представляется неприемлемым предлагаемое Б.А. Борисовым [1] включение гелазия в эоплейстоцен в качестве его нижнего подраздела – оно противоречит Стратиграфическому кодексу (объем эоплейстоцена увеличивается в два раза, а под нижнем эоплейстоценом понимается не то, что раньше) и приведет к необходимости каждый раз объяснять, в каком объеме понимается эоплейстоцен – в новом или старом.

Я уже давно высказывался за то, что четвертичная система, как и любая другая, должна делиться на ярусы [2, 3]; после включения в нее гелазия необходимость этого становится очевидной. Не вызывает сомнения, что в качестве второго яруса плейстоцена будет принят калабрий, уже имеющий утвержденную нижнюю границу в разрезе Врика [4] и по объему соответствующий эоплейстоцену. Поэтому представляется, что от термина эоплейстоцен можно отказаться, заменив его калабрием; при этом калабрий может быть подразделен на два подъяруса, отвечающие нижнему и верхнему звеньям эоплейстоцена и достаточно хорошо различающиеся фаунистически. Если же будет признано целесообразным оставить в общей шкале эоплейстоцен, за ним следует сохранить прежний объем, а гелазий выделять в качестве самостоятельного раздела под другим названием.

После принятия остальных ярусов квартера их также следует включить в Общую стратиграфическую шкалу. В то же время термин неоплейстоцен следует сохранить – не только потому, что эти ярусы пока не утверждены, но и потому, что он характеризует единый этап развития природной среды и биоты. Представляется, что этот этап следовало бы выделить в качестве одного яруса, и такие предложения неоднократно высказывались в мировой литературе; однако, вероятно, будут выделены два яруса (ионий и тарантий), отвечающие европейскому среднему и верхнему плейстоцену, хотя последний ни по продолжительности (около 120 тыс. лет), ни по характеру биоты не заслуживает выделения в самостоятельный ярус [2, 3]. После выделения этих ярусов первый из них можно было бы разделить на подъярусы, соответствующие звеньям неоплейстоцена, и таким образом привести Общую стратиграфическую шкалу в соответствие с Международной, не нарушая ее стабильности.

Исходя из сказанного, предлагается следующий вариант общей стратиграфической шкалы квартера (таблица).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Борисов Б.А.. Об изменении уровня нижней границы четвертичной системы и уточнении возраста границ ее основных подразделений // Региональная геология и металлогения. – 2010. - № 41. – С. 24-26.
2. Шик С.М. О глобальной и региональной стратиграфии четвертичной системы // Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые осадочных бассейнов Евразии. – М.: МГГРУ, 2004. – С. 70-71.
3. Шик С.М. Некоторые проблемы глобальной и региональной стратиграфии четвертичной системы (квартера) // Проблемы региональной геологии: музейный аспект. – М.: Акрополь, 2004. – С. 189-191.
4. Gibbard P.L., Martin J.H. The newly-ratified definition of the Quaternary System / Period and redefinition of the Pleistocene Series / Epoch, and comparison of proposals advanced prior to formal ratification // Episodes. – 2010. – V. 33. – № 3. – P. 152-158.

### О ПРОЕКТЕ УТОЧНЕННОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА ЦЕНТРА ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ

**Шик С.М.**

*Региональная межведомственная стратиграфическая комиссия по центру и югу Русской платформы,  
Москва, smshick@list.ru*

### PROJECT OF THE SPECIFIED STRATIGRAPHIC SCALE OF NEOPLEISTOCENE AND HOLOCENE OF EUROPEAN RUSSIA CENTRE

**Shik S.M.**

*Regional Inter-Institutional Stratigraphic Committee on Centre and South of Russian Platform, Moscow*

Используемая в настоящее время стратиграфическая схема четвертичных отложений центра Восточно-Европейской платформы была принята в 1983 г. [11]. С ее принципиальными отличиями от существовавшей ранее схемы тогда не было согласно большинство исследователей, и она была принята как рабочая; однако вре-

мя подтвердило правильность большинства положений этой схемы, которая была несколько модифицирована в 2001 г. [9]. Однако за прошедшее время накопились материалы, требующие внесения в нее ряда изменений и дополнений. Уточненная стратиграфическая шкала неоплейстоцена и голоцена этого региона (таблица) была

Таблица. Проект уточненной стратиграфической шкалы неоплейстоцена и голоцена центра Европейской России

ОСШ (Постановления..., 2008)			Изогипно-кислородная шкала	Принятая региональная стратиграфическая шкала (Постановления..., 2002)		Проект региональной стратиграфической шкалы (РМСК, 2010 г.)			
Раздел	Эвено	Ступень		Надгоризонт	Горизонт, подгоризонт	Надгоризонт	Горизонт, подгоризонт		
Голоцен			1			<b>Шуваловский</b>	верхний средний нижний		
Неоплейстоцен			2	Верхнее	Валдайский	Валдайский	Осташковский		
							Ленинградский		
							Калининский		
			3	4	5a-d	Микулинский	Мезинский	<b>Черменинский</b>	
								Микулинский	
			6	Среднее	7	Среднерусский	Среднерусский	Московский	<i>верхний</i>
									<i>средний</i>
									<i>нижний</i>
								Горкинский	
								Вологодский	
								Чекалинский	
Калужский									
8	9	10	Лихвинский	Лихвинский	Лихвинский				
					Окский	Окской			
					Мичуринский	Мичуринский	Мучкапский	<b>Икорецкий</b>	
								<b>Навлинский</b>	
11	12	13	14	Мучкап-ский	верхний	верхний ( <i>конаховский</i> )			
					средний	средний ( <i>подруднянский</i> )			
					нижний	нижний ( <i>глазовский</i> )			
15	16	17	18	Донской	Донской	Донской			
						Южноворо-нежский	Ильинский	верхний	<b>Моисеевский</b>
16	17	18	Южноворо-нежский	Ильинский	средний	<b>Сетунский</b>			
					нижний	<b>Ильинский s. s.</b>			
					Покровский	Покровский			
17	18	?	Южноворо-нежский	Покровский	Покровский	Покровский			
						Петропавловский	Петропавловский		
Эоплейстоцен			?	Эоплейстоцен	Эоплейстоцен	Эоплейстоцен			

рассмотрена и принята бюро секции четвертичных отложений РМСК по центру и югу Русской платформы в ноябре 2009 г. Некоторые участвовавшие в ее обсуждении специалисты (в том числе 9 членов бюро Комиссии МСК по четвертичной системе) высказали особые мнения по отдельным вопросам (см. ниже), но никто не проголосовал против шкалы в целом. Поэтому в марте 2010 г. шкала была одобрена бюро РМСК и представлена в комиссию МСК по четвертичной системе, но до сих пор не рассмотрена этой Комиссией. В настоящем докладе обсуждается предлагаемая шкала, отражающая современные представления о стратиграфии неоплейстоцена рассматриваемого региона.

В соответствии с решением бюро МСК [10] за подошву неоплейстоцена принята инверсия Матуяма – Брюнес, в связи с чем **петропавловский горизонт** отнесен к эоплейстоцену и исключен из состава **южноворонежского надгоризонта** (здесь и далее жирным шрифтом выделены подразделения, объем которых изменен, жирным курсивом – вновь вводимые в схему подразделения) (уточненная региональная шкала эоплейстоцена в настоящее время разрабатывается).

В нижнем неоплейстоцене выделено 9 горизонтов (5 ледниковых и 4 межледниковых). Выделявшиеся ранее подгоризонты ильинского горизонта, отвечающие двум межледниковьям, разделенным оледенением, переведены в ранг горизонтов. За нижним из них сохранено наименование **ильинского** (в соответствии с объемом стратотипа); средний назван **сетунским** (по р. Сетунь в Подмоскowie, где выделена соответствующая морена [11]), а верхний – **моисеевским** по моисеевской свите; стратотип – с. Моисеево на р. Ворона в Тамбовской области [6]. Покровский и ильинский горизонты сопоставляются со ступенью  $I_1$ , а два вышележащих – со ступенями  $I_2$  и  $I_3$  и изотопно-кислородными стадиями (ИКС) 18 и 17. В отличие от решения бюро МСК [10], но в соответствии с мнением большинства членов секции четвертичных отложений РМСК (за сопоставление донского горизонта с 14 ИКС, а мучкапского с 13 ИКС высказался только Г.В. Холмовой) донской горизонт сопоставляется со ступенью  $I_4$  и ИКС 16, а мучкапский горизонт – со ступенью  $I_5$  и ИКС 15; для подгоризонтов мучкапского горизонта в качестве синонимов введены собственные названия, широко вошедшие в литературу – **глазовский**, **подруднянский** и **конаховский**. Выше выделены два новых горизонта (недостаточно обоснованным выделение этих горизонтов сочли только А.А. Величко, А.С. Застрожных и Г.В. Холмовой); основанием для этого послужило обнаружение в разрезе Мастюженка в бассейне р. Икорец в Воронежской области ниже не нарушенной мерзлотными деформациями инжавинской (лихвинской) ископаемой почвы сильно криотурбированного погребенного аллювия с межледниковой микротерофауной, которая моложе мучкапской, но древнее лихвинской; к такому заключению единодушно пришли все микротерологи, ознакомившиеся с этой фауной на специальном симпозиуме [1, 2, 5]. Известен этот горизонт и в разрезе Шехмань [7], где вскрыты два горизонта аллювия, разделенные следами криотурбаций; верхний содержит типичную лихвинскую микротерофауну, а нижний – фауну, близкую к встреченной в разрезе Мастюженка. Этот межледниковый горизонт, сопоставляющийся со стадией  $I_7$  и ИКС 13, назван **икорецким**, а предшествующий ему ледниковый горизонт (стадия  $I_6$  и ИКС 14) – **навлинским** по отложениям, залегающим в разрезе Конаховка (интервал 35,2 – 36,5 м) на р. Навля в Рославльском р-не Смоленской области выше рославльских (мучкапских). В палиноспектрах отложений, отнесенных к навлинскому горизонту, до 60% составляет недревесная пыльца; древесная пыльца представлена только хвойными и березой, а в недревесной преобладают лебедовые (до 30%) и полынь (до 40%). Среди микротерофауны присутствуют *Dicrostonyx* sp. и *Lemmus lemmus* L [3]. Окский горизонт сопоставляется со стадией  $I_8$  (ИКС 12). Изменен объем **мичуринского надгоризонта**, к которому отнесен интервал между донским и окским горизонтами.

В среднем неоплейстоцене выделено 6 горизонтов (по 3 межледниковых и ледниковых) (В.В. Писарева и М.А. Фаустова считают, что в среднем неоплейстоцене следует выделить 2 межледниковья – лихвинское и чекалинское (= каменское) и 2 оледенения – печорское (= вологодское) и днепровское). Лихвинский сопоставляется со ступенью  $II_1$  (ИКС 11), калужский – со ступенью  $II_2$  (ИКС 10), чекалинский – со ступенью  $II_3$  (ИКС 9). Выше в шкалу включены 2 горизонта – **вологодский** и **горкинский**, которые выделялись в стратиграфической схеме Северо-Запада Восточно-Европейской платформы, но достоверно не были установлены в ее центральной части (в схеме 2001 г. они были условно сопоставлены с калужским и чекалинским горизонтами). Позже отложения вологодского и горкинского горизонтов были выявлены в северной части Тверской и Ярославской областей; было показано, что вологодская морена не распространяется южнее и установлена ошибочность принятого в схеме 2001 г. сопоставления. Вологодский горизонт сопоставляется со ступенью  $II_4$  (ИКС 8), а горкинский – со ступенью  $II_5$  (ИКС 7). Как и в схеме 1983 г. [11], московское оледенение рассматривается как максимальное в среднем неоплейстоцене, сформировавшее Днепровский ледниковый язык [12, 13, 14]; поэтому для московского горизонта (ступень  $II_6$ , ИКС 6) в качестве синонима принято название **днепровский** (Против такого определения возраста морены Днепровского ледникового языка и выделения вместо днепровского гори-

зонта вологодского высказалась Э.А. Вангенгейм и Н.Г. Судакова; А.С. Тесаков и А.С. Застрожных возражали против введения термина «днепровский» в качестве синонима московского горизонта). Горизонт подразделен на три подгоризонта, отвечающие двум стадиям, разделенным костромским межстадиалом.

Интервал, отвечающий подстадиям 5d – 5a изотопно-кислородной шкалы и характеризующийся чередованием сильных похолоданий (а по мнению некоторых исследователей – и оледенений) и потеплений межстадиального характера, предлагается выделить в самостоятельный горизонт – **черменинский** (по разрезу Черменино близ Рыбинска, где он хорошо выражен [4], объединив его с микулинским в **мезинский надгоризонт** (по мезинскому педокомплексу, отвечающему этому интервалу [11]). Мезенский надгоризонт сопоставляется со степенью III<sub>1</sub> ИКС 5. В остальном шкала неоплейстоцена не отличается от схемы 1983 г. [11] и от принятой в решении бюро МСК [10].

Для горизонта, отвечающего голоцену, как и в решении бюро МСК [10], предлагается название **шуваловский** – по хорошо изученному Шуваловскому болоту в Ленинградской области [8].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Агаджанян А.К. Проблемы биостратиграфии второй половины нижнего неоплейстоцена // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Тезисы Всероссийской научной конференции Марковские чтения 2010 года. – М.: Географический факультет МГУ, 2010. – С. 6-7.
2. Агаджанян А.К., Иосифова Ю.И., Шик С.М. Разрез нижнего неоплейстоцена Мастюженка и его значение для региональной стратиграфии // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.). – М.: ГЕОС, 2009. – С. 20-24.
3. Бирюков И.П., Агаджанян А.К., Валуева М.Н. и др. Четвертичные отложения Рославльского стратотипического района // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. – М.: Институт географии, 1992. – С. 152-180.
4. Заррина Е.П. Четвертичные отложения северо-западных и центральных районов европейской части СССР. – Л.: Недра, 1991. – 187 с.
5. Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Ратников В.Ю. и др. Об икорецкой свите и горизонте в верхах нижнего неоплейстоцена в разрезе Мастюженка (Воронежская область) // Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. – М.: РАЕН, 2009. – Вып. 4. – С. 89-104.
6. Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Шулешкина Е.А. и др. Моисеево // Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1984. – С. 26-37.
7. Либерман Ю.Н., Шулешкина Е.А., Валуева М.Н. Опорный разрез нижнего и среднего плейстоцена у с. Шехмань Тамбовской области // Геология, полезные ископаемые и инженерно-геологические условия Центральные районы Европейской части СССР. – М.: Геол. фонд РСФСР, 1984. – С. 71-86.
8. Нейштадт М.И., Хотинский Н.А., Девириц А.Л. и др. Шуваловское болото (Ленинградская область) // Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. К У11 Конгрессу ИНКВА. – М.: Наука, 1965. – С. 69-80.
9. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 33. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – 56 с.
10. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 131 с.
11. Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. – Л.: ВСЕГЕИ, 1986.
12. Шик С.М., Заррина Е.П., Писарева В.В. Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена Центра и Северо-Запада Европейской России // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. – СПб.: Недра, 2006. – С. 85-121.
13. Шик С.М. Некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии квартера // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2008. – № 68. – С. 40-49.
14. Шик С.М. О границах распространения ледников в центральной части Европейской России // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – М.: ГЕОС, 2010. – № 70. – С. 100-107.



**ДВЕНАДЦАТИЛЕТНИЕ РОССИЙСКО-ГЕРМАНСКИЕ СОВМЕСТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА В ЯКУТИИ – АРХИВ ДАННЫХ  
ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ КЛИМАТА И ЭКОЛОГИИ**

**Ширмейстер Л.<sup>1</sup>, Веттерик С.<sup>1</sup>, Куницкий В.В.<sup>2</sup>, Тумской В.Е.<sup>3</sup>, Гроссе Г.<sup>4</sup>, Кузнецова Т.В.<sup>3</sup>, Мейер Х.<sup>1</sup>,  
Деревягин А.Ю.<sup>3</sup>, Кинаст Ф.<sup>5</sup>, Андреев А.А.<sup>6</sup>**

<sup>1</sup> *Институт полярных и морских исследований Альфреда Вегенера, Потсдам, Германия, lutz.schirrmeister@awi.de*

<sup>2</sup> *Институт мерзлотоведения Сибирского отделения РАН, Якутск*

<sup>3</sup> *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва*

<sup>4</sup> *Университет Аляски, Геофизический институт, Фэрбенкс, США*

<sup>5</sup> *Исследовательский институт и Музей естественной истории Сенкенберга, Веймар, Германия*

<sup>6</sup> *Институт геологии и минералогии, Университет Кёльна, Кёльн, Германия*

**TWELVE YEARS OF JOINT RUSSIAN-GERMAN STUDIES OF LATE PLEISTOCENE ICE COMPLEX  
AS A PALEOENVIRONMENTAL ARCHIVE IN YAKUTIA**

**Schirrmeister L.<sup>1</sup>, Wetterich S.<sup>1</sup>, Kunitsky V.V.<sup>2</sup>, Tumskoy V.E.<sup>3</sup>, Grosse G.<sup>4</sup>, Kuznetsova T.V.<sup>3</sup>, Meyer H.<sup>1</sup>,  
Derevyagin A.Yu.<sup>3</sup>, Kienast F.<sup>5</sup>, Andreev A.A.<sup>6</sup>**

<sup>1</sup> *Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Dept. of Periglacial Research, Potsdam, Germany*

<sup>2</sup> *Permafrost Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia*

<sup>3</sup> *Department of Geocryology, Faculty of Geology, Moscow State University, Russia*

<sup>4</sup> *University of Alaska, Geophysical Institute, Fairbanks, USA*

<sup>5</sup> *Senckenberg Research Institute, Research Unit for Quaternary Palaeontology, Weimar, Germany*

<sup>6</sup> *Institute of Geology und Mineralogy, University of Cologne, Germany*

Ice Complex exposures of the Yedoma Suite are of interest as frozen paleoenvironmental archives and were studied within the frame of the Russian-German science cooperation «SYSTEM LAPTEV SEA» in northern East Siberia since 1998 [1, 2, 3]. Corresponding permafrost sequences are frequently exposed along sea coasts and river banks in so-called Yedoma hills, which are considered to be thermokarst and erosional remnants of late Pleistocene accumulation plains. Detailed cryolithological, sedimentological, paleoecological, stable isotope geochemical, geochronological, and stratigraphical results from study sites along the Laptev and East Siberian sea coasts [4, 5], in the Lena Delta [6, 7] and on the lower Kolyma River were summarised in order to compare and correlate the local datasets on a large regional scale.

Our studies provide an integrated study of a wide variety of Ice Complex sequences in this region and new insights into their genesis. They consist of several buried palaeo-soils of different maturity formed within a polygonal landscape. Variations in organic carbon contents (1 to 25 wt %) as well as numerous datasets of palaeo-environmental proxies reflect changing environmental conditions during the period of Yedoma formation [1, 2].

The sediments of the Ice Complex are characterised by poorly-sorted silt to fine-sand, buried cryosols, TOC contents of 1.2-4.8 wt%, and very high ground ice content (40 to 60 wt% absolute). A second major constituent of the Ice Complex are large syngenetic ice wedges [8, 9], resulting in a total ice content of the Ice Complex of up to 80% by volume.

The period of Ice Complex formation took place in glacial and interstadial periods corresponding to MIS 4 to MIS 2. Numerous palaeo-ecological datasets [10, 11, 12, 13, 14, 15, 16] and abiotic proxies [17] confirm this stratigraphical order. The onset of Ice Complex accumulation varies between the regions (dated from ca. 80 to 28 ky). The ending time of the accumulation is also different (from ca. 28 to 12 ky) depending on regional conditions [1, 2]. The uppermost part of Yedoma exposures is mostly covered by Holocene deposits. Parts of it, however, have been strongly degraded by extensive thermokarst during the Lateglacial to Holocene warming [18].

Accumulation of the Yedoma Suite occurred as the result of a complete transformation of the hydrological regime proved by the consistent occurrence of fluvial sand deposits below Yedoma Suite horizons, dated between 100 to 50 ky by Optical Stimulated Luminescence and U/Th methods [19, 20, 21]. The fluvial-dominated hydrological regime shifted to an irregular runoff from the mountain and hill areas fed by a highly seasonal runoff from perennial snowfields. This runoff occurred over gently-inclined, poorly-drained plains i.e. in the Laptev Sea shelf lowland in front of the mountains. The snowfield runoff delivered clastic material from niveo-eolian and proluvial processes in the mountain ridges into the alluvial plains that acted as a main sediment source for the Ice Complex accumulation [1, 18, 21]. Additional eolian transport and reworking of the same clastic material has contributed to Yedoma formation. In these plains, the long-term formation of ice-wedge polygons took place, resulting in the presence of very large ice wedges, netlike and horizontally-banded cryostructures, as well as the alternating accumulation of sandy to silty runoff material and of peaty soils in polygon depressions.

The origin of late Pleistocene ice-rich, fine-grained permafrost sequences of the Yedoma Suite in arctic and subarctic Siberia has been matter of debate since a long time. Our findings indicate that a combination of various local and regional paleogeographical, geological, and paleoclimate conditions controlled the formation of Ice Complex sequences during the late Pleistocene in northern East Siberia.

#### LITERATURE

1. Schirrmeister L., Kunitsky V.V., Grosse G., Wetterich S., Meyer H., Schwamborn, G., Babiy O., Derevyagin A.Y., Siegert C. Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on North-East Siberian Arctic coastal lowlands and islands – a review. // *Quaternary International*. – 2010doi:10.1016/j.quaint.04.004.
2. Siegert C., Kunitsky V.V., Schirrmeister L. Ice Complex deposits – A data archive for the reconstruction of climate and ecology at the Laptev Sea coast during the Late Pleistocene // Kassens H. et al. (eds.) *System of the Laptev Sea and the adjacent arctic seas – modern and past environments*. – Moscow: Moscow University Press, 2009. – P. 320-331 (In Russian).
3. Andreev A.A.; Schirrmeister L.; Tarasov P.E.; Ganopolski A.; Brovkin V.; Siegert C.; Hubberten H.-W. Vegetation and climate history in the Laptev Sea region (arctic Siberia) during Late Quaternary inferred from pollen records // *Journal of Quaternary science reviews*. – 2011. – doi:10.1016/j.quascirev.2010.12.026.
4. Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A.A., Kienast F., Meyer H., Bobrov A.A. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // *Quaternary International*. – 2002. – V. 89. – P. 97-118.
5. Andreev A., Grosse G., Schirrmeister L., Kuznetsova T.V., Kuzmina S.A., Bobrov A.A., Tarasov P.E., Novenko E.Yu., Meyer H., Derevyagin A.Yu., Kienast F., Bryantseva A., Kunitsky V.V. Weichselian and Holocene palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island, New Siberian Archipelago, Arctic Siberia. // *Boreas*. – 2009. –V. 38. – № 1. – P. 72–110. – DOI 10.1111/j.1502-3885.2008.00039.x.
6. Schwamborn G., Rachold V., Grigoriev, M.N. Late Quaternary Sedimentation History of the Lena Delta // *Quaternary international*. – 2002. – V. 89. – P. 119-134.
7. Schirrmeister L., Kunitsky V.V., Grosse G., Schwamborn G., Andreev A.A., Meyer H., Kuznetsova T., Bobrov A., Oezen D. Late Quaternary history of the accumulation plain north of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia) – a multidisciplinary approach // *Polar Geography*. – 2003. – V. 27. – № 4. – P. 277-319.
8. Meyer H, Dereviagin A, Siegert C, Hubberten HW. Palaeoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia—Hydrogen and oxygen isotopes in ground ice // *Polarforschung*. – 2002. – V. 70. – P. 57-51.
9. Meyer H., Dereviagin A.Yu., Siegert C., Schirrmeister L., Hubberten H.-W. Paleoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia - Hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges. // *Permafrost and periglacial processes*. – 2002. –V. 13. – P. 91-105. DOI: 10.1002/ppp.416
10. Andreev A.A., Schirrmeister L., Siegert C., Bobrov A.A., Demske D., Seiffert M., Hubberten H.-W. Paleoenvironmental changes in Northeastern Siberia during the Late Quaternary – evidence from pollen records of the Bykovsky Peninsula // *Polarforschung*. – V.70. – 2002. – P. 13-25.
11. Bobrov A.A., Siegert Ch., Andreev A.A., Schirrmeister L. Testaceans (Protozoa: Testacea) in Quaternary permafrost sediments of Bykovsky Peninsula, Arctic Yakutia // *Biology Bulletin*. – 2003. – V. 30. – № 2. – P. 191-206.
12. Bobrov A.A., Müller S., Chizhikova N.A., Schirrmeister L., Andreev A.A. Testate Amoebae in Late Quaternary Sediments of the Cape Mamontov Klyk (Yakutia) // *Biology Bulletin*. – 2009. – V. 36. – № 4. – P. 363-372.
13. Kienast F., Schirrmeister L., Siegert C., Tarasov P. Palaeobotanical evidence for warm summers in the East Siberian Arctic during the last cold stage // *Quaternary Research*. – 2005. – V. 63. – № 3. – P. 283-300. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2005.01.003.
14. Wetterich S., Schirrmeister L., Pietrzeniuk E. Freshwater ostracodes in Quaternary permafrost deposits from the Siberian Arctic // *Journal of Paleolimnology*. – 2005. – V. 34. – P. 363-376. doi:10.1007/s10933-005-5801-y.
15. Müller S., Bobrov A.A., Schirrmeister L., Andreev A.A., Tarasov P.E. Testate amoebae record from the Laptev Sea coast and its implication for the reconstruction of Late Pleistocene and Holocene environments in the Arctic Siberia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2009. – V. 271. – № 3-4. – P. 301-315. doi:10.1016/j.palaeo.2008.11.003.
16. Kuznetsova T., Schirrmeister L., Noskova N. G. Mammoth Fauna" collections of the Laptev Sea Region in museums and institutes of the Russian Academy of Science // Kalabin G.V. (ed.) *Proceedings of scientific-practical conference «Problems of regional geology: museums perspectives»; devoted to the 150 anniversary of the academician Alexei P. Pavlov (1854-1929), Moscow 1-3 December 2004*. Russian Academy of Science, Vernadsky State Geological Museum. – 2004. – P. 155-160 (in Russian).
17. Siegert C., Schirrmeister L., Babiy O. The sedimentological, mineralogical and geochemical composition of late Pleistocene deposits from the ice complex on the Bykovsky peninsula, northern Siberia // *Polarforschung*. – 2002. – V. 70. – P. 3-11.

18. Grosse G., Schirmermeister L., Siegert Ch., Kunitsky V.V., Slagoda E.A., Andreev A.A., Dereviagyn A.Y. Geological and geomorphological evolution of a sedimentary periglacial landscape in Northeast Siberia during the Late Quaternary // *Geomorphology*. – 2007. – V. 86. – № 1/2. – P. 25-51. doi:10.1016/j.geomorph.2006.08.005.

19. Schirmermeister L., Grosse G., Kunitsky V., Magens D., Meyer H., Dereviagin A., Kuznetsova T., Andreev A., Babiy O., Kienast F., Grigoriev M., Overduin P.P., Preusser F. Periglacial landscape evolution and environmental changes of Arctic lowland areas for the last 60,000 years (Western Laptev Sea coast, Cape Mamontov Klyk), *Polar Research* // – 2008. – V. 27. – № 2. – P. 249-272. doi:10.1111/j.1751-8369.2008.00067.x.

20. Wetterich S., Kuzmina S., Andreev A.A., Kienast F., Meyer H., Schirmermeister L., Kuznetsova T., Sierralta M. Palaeoenvironmental dynamics inferred from late Quaternary permafrost deposits on Kurungnakh Island, Lena Delta, Northeast Siberia, Russia // *Quaternary Science Reviews*. – 2008. – V. 27. – № 15-16. – P. 1523-1540. doi:10.1016/j.quascirev.2008.04.007.

21. Schirmermeister L., Grosse G., Schnelle M., Fuchs M., Krbetschek M., Ulrich M., Kunitsky V., Grigoriev M., Andreev A.; Kienast F., Meyer H., Klimova I., Babiy O., Bobrov A., Wetterich S., Schwamborn G. Frozen paleoenvironmental records from the western Lena Delta: Periglacial landscape dynamics in northern East Siberia during the Late Quaternary // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2011. – V. 299. – P. 175-196, doi 10.1016/j.quascirev. 2009.11.017.

22. Kunitsky V., Schirmermeister L., Grosse G., Kienast F. Snow patches in nival landscapes and their role for the Ice Complex formation in the Laptev Sea coastal lowlands // *Polarforschung*. – 2002. – V. 70. – P. 53-67.

## СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГОЛОЦЕНОВОЙ ТОЛЩИ НА ОХТИНСКОМ МЫСУ (САНКТ-ПЕТЕРБУРГ), ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ 2010 ГОДА

Шитов М.В.<sup>1</sup>, Бискэ Ю.С.<sup>1</sup>, Искюль Г.С.<sup>2</sup>, Никитин М.Ю.<sup>3</sup>, Сумарева И.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, [envigeo@yandex.ru](mailto:envigeo@yandex.ru)

<sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

<sup>3</sup> Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург

## STRATIGRAPHY AND CONDITIONS OF HOLOCENE FORMATION ON OHTINSKY CAPE (SAINT-PETERSBURG), PRELIMINARY RESULTS OF WORKS OF 2010 YEAR

Sheetov M.V.<sup>1</sup>, Biske Yu.S.<sup>1</sup>, Iskul' G.S.<sup>2</sup>, Nikitin M.Yu.<sup>3</sup>, Sumareva I.V.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Saint-Petersburg State University

<sup>2</sup> A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg

<sup>3</sup> Herzen State Pedagogical University, Saint-Petersburg

Охтинский мыс – стрелка в устье р. Охта при впадении ее в Неву в самом центре Санкт-Петербурга, почти напротив Смольного собора, где планировалось возведение 400-метрового небоскреба – офисно-делового центра «Охта». В ходе охранных раскопок под это строительство силами НП «СЗНИИ Наследия» под руководством П.Е.Сорокина в 2008 г. под культурным слоем средневековья–нового времени было найдено местонахождение предметов материальной культуры эпохи первобытности (неолит–палеометалл). Это местонахождение стало известно в литературе как археологический памятник «Охта-1» [1]. За три года раскопок (НП «СЗНИИ Наследия», 2008-2009 гг., руководитель – П.Е. Сорокин; ИИМК РАН, 2010 г., руководитель – Н.Ф. Соловьева) эти предметы – керамика, каменные орудия, янтарные украшения, деревянные кольца и рейки, рыболовные сети, поплавки, грузила и берестяные короба были обнаружены на площади более 10000 м<sup>2</sup>. По площади распространения слоев с находками «Охта-1» входит в число крупнейших на северо-западе России археологических памятников эпохи первобытности, вместе с Нежежемской стоянкой на р. Свирь, Коломцы в Приильменье и Приладожскими стоянками А.А. Иностранцева.

Археологический памятник «Охта-1» имеет ряд принципиальных особенностей: (1) предметы материальной культуры древнего человека залегают внутри и перекрыты выше по разрезу водными алевропесчаными отложениями мощностью от 0,5 до 2,5-3,0 м; (2) стратиграфические уровни с находками имеют отметки от 0 до +3,2 м абс. высоты и не фиксируются ископаемыми почвами, автохтонным торфом или биотурбациями, связанными с наземной биотой, в то же время следы жизнедеятельности водных беспозвоночных распространены очень широко; (3) находки артефактов обычно приурочены к понижениям погребенного рельефа, которые выполнены косослоистыми грубообломочными отложения – крупным песком, гравием, галькой и валунами кристаллических и рыхлых(!) пород, а также древесным детритом. В разрезе грубообломочные

прослой имеют линзовидную форму, а в плане образуют веерообразную систему с простирающимися в северных румбах; по их бортам широко развиты подводно-оползневые явления; (4) на периферии Охтинского мыса понижения погребенного рельефа заполнены алевроитовым материалом с примазками торфа; алевроиты содержат окатанные фрагменты ископаемых почв. Вдоль этих понижений древним человеком были забиты сотни кольев, а на дне встречаются маты из колотых лучин длиной до 4,5 м, перевязанных веревками из лыка. Эти конструкции, вероятно, представляют собой остатки ловушек для ловли рыбы закольным (запорным) способом [2]; (5) остатки ловушек и следы от их установки – ряды ямок – зафиксированы на отметках до 2,3 м абс. высоты [2]; (6) в отложениях, перекрывающих слои с находками, выработана 4-6-метровая или Нижнеохтинская [3], не затпливаемая невскими наводнениями, терраса Литоринового моря.

Указанные особенности весьма затрудняют атрибуцию памятника, в отношении которого по результатам работ 2008-2009 гг. сформировалось два диаметрально-противоположных подхода. Согласно первому [1, 4], в разрезах на Охтинском мысу представлены субазральные поверхности обитания древнего человека, а вскрытые раскопками отложения образуют почти непрерывную последовательность в объеме от атлантического до начала субатлантического времени «...без следов несогласного залегания и переотложения» [4, с. 14]. В разрезе выделяются два культурных слоя, при этом в нижнем из них было обнаружено около 30 ям, «...связанных с промысловой и хозяйственной деятельностью человека» [4, с. 17], а в верхнем – «...более 10 ям, связанных не только с промысловой, но и жилой деятельностью человека» [4, с. 18]. Кроме того, в верхнем слое фиксируются остатки двух сооружений, двух погребений с находкой зуба человека, «каменные кладки» [4, с. 18] и «места обработки камня» [4, с. 28]. Второй подход предполагает формирование слоев с находками в субаквальных условиях, где производилось закольное рыболовство поблизости от размываемой при штормах и наводнениях окраины поселения к югу от Охтинского мыса, причем транспортировка артефактов оттуда происходила по субаквальным рукавам оттока наводнений [5]. Обитаемая территория может предполагаться на береговом валу первой, максимальной фазы литориновой трансгрессии, а формирование слоев с находками связано с развитием второй фазы литориновой трансгрессии и приходится на конец атлантического – большую часть суббореального времени около 5,0-3,0 тыс. <sup>14</sup>С л. н. [5].

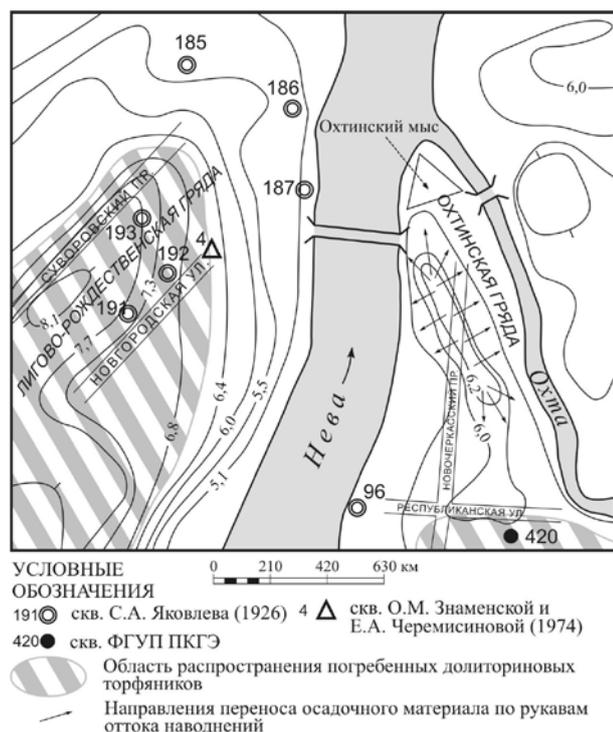


Рис. 1. «Дотехногенный рельеф (согласно С.А. Яковлеву, 1926) и местоположение буровых скважин в нижнем течении р. Охта.

Ни один из этих подходов не обеспечил пока ясной стратиграфической схемы расчленения и седиментологической модели формирования отложений на Охтинском мысу. Голоценовая толща здесь весьма однообразна и невыразительна. В ней отсутствуют характерные последовательности отложений, фиксирующие трансгрессивно-регрессивные перемещения древних береговых линий, и тем более – свидетельства установления субэзральных условий. Как показал опыт наших работ 2008-2009 гг., корреляция разрезов от раскопа к раскопу про помощи палино- и хроностратиграфических методов здесь весьма затруднена. Так, например, из четырех изученных опорных разрезов только один оказался пригоден для палиностратиграфических целей, а серии радиоуглеродных датировок обнаруживают существенные инверсии [5]. Поэтому в 2010 г. при изучении разрезов, вскрытых раскопками Н.Ф. Соловьевой на площади более 4000 м<sup>2</sup>, помимо палино- и хроностратиграфических методов, приоритетным методом стал для нас литостратиграфический. На его основе путем почти непрерывного прослеживания границ геологических тел удалось построить два детальных ортогональных профиля северо-северозападного (раскоп 107–102–101–105) и северо-восточного (103–109–108–101) простираения длиной 250 м и 100 м соответственно. При этом фиксировались структурные, текстурные и вещественные особенности отложений, характер контактов, а также

взаимоотношения предметов материальной культуры древнего человека с вмещающими породами. Кроме того, было произведено определение ископаемых спор и пыльцы в 45 образцах из трех разрезов (палинолог – Э.С. Плешивцева) и получено 15 <sup>14</sup>С-определений абсолютного возраста по органическим материалам в радиоуглеродной лаборатории ИИМК РАН (руководитель – Г.И. Зайцева). Также было проведено изучение литориновых отложений вне пределов Охтинского мыса, в ходе которого был обнаружен торфяник в кровле

отложений, слагающих нижнеохтинскую террасу (Малоохтинский парк), и выявлены последовательности отложений, сходных с отложениями верхней части разреза на Охтинском мысу, но ниже их гипсометрически на 2-3 м (двор Генерального штаба между Мойкой и Дворцовой площадью).

В результате установлено, что в строении вскрытой раскопками 4-метровой голоценовой толщи Охтинского мыса принимают участие два комплекса слоев, очень близких по литофациальному характеру отложений, основными критериями их разделения могут быть различия в направлении и углах первичного (седиментационного наклона), а также наличие между ними четко выраженного (*основного*) несогласия.

Нижний комплекс характеризуется седиментационным наклоном в северном (около  $1^\circ$ ) и в восточном ( $1-2^\circ$ ) направлениях. В нем выделяется несколько (до трех) пачек, которые имеют в целом двучленное строение и представлены в нижней части ритмичным алевропесчаным переслаиванием, а в верхней – отложениями преимущественно песчаного состава. Пачки разделены поверхностями размыва, к которым приурочены системы субпараллельных врезов до нескольких метров шириной при глубине до 0,6 м. Тальвеги врезов погружаются под углом до  $5^\circ$  в северо-северозападных и северных направлениях. Нижний комплекс подвергся глубокому размыву, который легко распознается в большинстве изученных разрезов. Иногда следы этого размыва сохраняются в виде фрагментов уступа (клифа) и террасы, выработанных в отложениях нижнего комплекса, причем наблюдаемая высота уступа обычно составляет до 0,6 м, а иногда более 1 м. Насколько можно судить по расположению фрагментов этого клифа, он был обращен в сторону современной Невы и протягивался параллельно Охте, образуя изгиб к западу в южной части Охтинского мыса.

В строении верхнего комплекса, в зависимости от полноты разреза, также насчитывается до трех пачек. Нижняя из них представлена сложным переплетением разновозрастных эрозионных промоин, врезанных в нижний комплекс. Эти промоины весьма напоминают таковые в нижнем комплексе, однако их тальвеги погружаются в западных направлениях. Средняя и верхняя пачки залегают с размывом и представлены алевропесчаными отложениями, различающимися по характеру переслаивания и ритмичности, мощности песчаных слоев, наличию или отсутствию биотурбаций, текстурным особенностям и некоторым другим признакам. Эти подкомплексы полностью компенсируют погребенный рельеф основного несогласия.

Таким образом, на Охтинском мысу представлены две очень похожие последовательности отложений, которые сформировались в сходных условиях. Судя по предварительным данным, скорость седиментации при этом была весьма велика. Так, например, часто не удается зафиксировать значимых различий в возрасте кровли и подошвы интервалов разреза мощностью от 0,5 до 1,5 м ни при помощи геохронометрического, ни с применением спорово-пыльцевого методов. Продолжительность формирования таких интервалов оказывается даже меньше, чем время сохранности выступавших над поверхностью дна колец рыболовной ловушки – об этом свидетельствует характер прилегания к ним слоев осадка рассматриваемого интервала. При этом в целом изученная толща характеризуется наличием следов множества перерывов. Такие условия были прерваны на время периодом размыва, выработки клифа и основного несогласия.

Как мы уже отмечали прежде, судя по области распространения долиторинового погребенного торфяника (рис. 1, отметки рельефа приведены в метрах), вся территория между Невой и Охтой к северу от ул. Республиканской представляет собой молодую аккумулятивную форму – так называемую Охтинскую грядку, сместившую устье Охты к северу [5]. Эта аккумулятивная форма начала развиваться еще в первую фазу литориновой трансгрессии; тогда образовалась и Лигово-Рождественская гряда – береговой вал Литоринового моря [6]. Развитие Охтинской гряды ненадолго прервалось в конце атлантического времени при кратковременной регрессии, стабилизации уровня воды и образования клифа. Отсюда следует, что изученные последовательности соответствуют переходным обстановкам на приустьевой отмели палео-Охты, где седиментация происходила в условиях комбинации флювиальных и стонно-нагонных процессов на фоне развития трансгрессивно-регрессивного цикла развития второй фазы литориновой трансгрессии. Причем оказывается, что отложения трансгрессивного тракта не представлены в разрезе. Единственным их возможным свидетельством являются катуны ископаемых почв размером до 0,4 м по длинной оси вместе с глиняной галькой в заполнении эрозионных врезов. Тогда в дополнение к модели переноса предметов материальной культуры по субаквальным каналам оттока наводнений и более или менее стационарной береговой линией к югу от мыса, можно предложить модель пятащегося клифа с абрадируемой субаэральной поверхностью и увеличением площади субаквальной промысловой зоны. Такие модели, в том числе и в археологических контекстах с остатками древних ловушек для ловли рыбы закольным способом, хорошо разработаны для соляных маршей приливно-отливных побережий (см., например, [7]). Для вершины Финского залива стонно-нагонный механизм (наводнения) вместо приливно-отливного представляется вполне оправданным. Использование модели пятащегося клифа позволяет объяснить находки скоплений крупных валунов в заполнении эрозионных врезов. Их сколько-нибудь дальний перенос обычным флювиальным путем или плавающими льдинами представляется весьма сомнительным. В рамках предложенной модели они вместе с фрагментами дерна могли обрушиться в воду при абразии берегового уступа и быть перемещены на малое расстояние по руслу субаквального канала при оттоке нагонной воды.

Таким образом, археологический памятник на Охтинском мысу сформировался в субаквальных условиях приустьевой отмели палео-Охты. Не исключено, что к югу от него в пределах Охтинской гряды сохранились избежавшие абразии фрагменты своеобразного *естественного* «вюрта» или «терпа» – *насыпного* холма-убежища от наводнений на соляных маршах Дании, Голландии и Германии (см. например, [8]).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Сорокин П.Е., Гусенцова Т.М., Глухов В.О., Екимова А.А., Кулькова М.Н., Мокрушин В.П. Некоторые результаты изучения поселения Охта-1 в Санкт-Петербурге: Эпоха неолита – раннего металла // Археологическое наследие Санкт-Петербурга. – 2009. – Вып. 3. [http://spbae.ru/neolith\\_2009.htm](http://spbae.ru/neolith_2009.htm) (18.05.2010).
2. Базарова В.И., Бобкова А.А., Васильев Ст. А., Воротинская Л.С., Городилов А.Ю., Екимова А.А., Илюхина О.М., Ластовский А.А., Мурашкин А.И., Никитин М.Ю., Соловьева Н.Ф., Суворов А.В., Хребтикова К.С., Шаровская Т.А. Новые исследования рыболовных заграждений на памятнике Охта-1: предварительные результаты // Бюллетень Института истории материальной культуры РАН. – 2010. – № 1.
3. Знаменская О.М., Черемисинова Е.А. Развитие бассейнов восточной части Финского залива в позднем и послеледниковое время // *BALTICA*. – Вильнюс, 1974. – V. 5.
4. Кулькова М.А., Сапелко Т.В., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Субетто Д.А., Нестеров Е.М., Гусенцова Т.М., Сорокин П.Е. Палеогеография и археология стоянок неолита – раннего металла в устье реки Охты (Санкт-Петербург) // Изв. Русск. геогр. об-ва. – 2010. – Т. 142. – Вып. 6.
5. Шитов М.В., Арсланов Х.А., Бискэ Ю.С., Плешивцева Э.С., Сумарева И.В. Голоценовая толща Охтинского мыса: стратиграфия и условия формирования // Бюллетень ИИМК РАН. – 2010. – № 1.
6. Яковлев С.А. Наносы и рельеф гор // Ленинграда и его окрестностей. Части I и II. Л., 1926.
7. Allen J.R.L. Retreat rates of soft-sediment cliffs: the contribution from dated fishweirs and traps on Holocene coastal outcrops // *Proceedings of the Geologists Association*. – 2002. – V. 113. – Issue 1.
8. Behre K.-E. Coastal development, sea-level change and settlement history during the later Holocene in the Clay District of Lower Saxony (Niedersachsen), northern Germany // *Quaternary International*. – 2004. – V. 112. – Issue 1.

## СОСТОЯНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ БАЗЫ КВАРТЕРА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ И ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ ПО ЕЕ УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЮ

**Шкатова В.К.**

*Всероссийский геологический научно-исследовательский институт (ВСЕГЕИ),  
Санкт-Петербург, [Valentina\\_Shkatova@vsegei.ru](mailto:Valentina_Shkatova@vsegei.ru)*

## THE CONDITIN OF QUATERNARY STRATIGRAPHYC BASE OF RUSSIA AND MAIN PROBLEMS OF ITS IMPROVEMENT

**Shkatova V.K.**

*All-Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg*

Стратиграфической базой квартера территории России является «Стратиграфическая схема квартера территории России», основу которой составляет раздел «Корреляция (по горизонтам) региональных стратиграфических схем», утвержденных в разные годы Межведомственным стратиграфическим комитетом России (МСК). Слева от раздела «Корреляция...» помещены четыре шкалы (слева направо): Международная стратиграфическая шкала четвертичной системы (МСШ) с пониженной границей до 2,6 млн. лет [МСГН, 2009 г.]; Общая стратиграфическая шкала квартера (ОСШ) России с 18-ю ступенями, с пониженной границей до 2,6 млн. лет [МСК, 2008 г., 2011 г.] и с новой (проект) структурой эоплейстоцена (с делением его на нижний и верхний подразделы, с двумя звеньями в верхнем подразделе); Стандартная изотопно-кислородная шкала с морскими изотопными стадиями (МИС) и Общая Магнитостратиграфическая шкала полярности квартера России [Доп. к СК, 2000 г.], соотношенная по возрасту с Международной шкалой полярности [2008 г., Осло].

В «Стратиграфическую схему квартера территории России» в раздел «Корреляция...» (представленный в виде таблицы) включены 15 региональных стратиграфических схем (колонок) и одна колонка с 3-я наиболее значимыми и полными местными разрезами по Северо-Кавказскому региону, для которого региональные подразделения невыделены [СК, 2006 г., с. 89]. Некоторые схемы приведены с дополнениями, т.к. после их утверждения были введены и утверждены МСК новые региональные горизонты, а рядом с Нижневолжской региональной схемой, по существу отражающей состояние стратиграфии 80-х годов, приводится колонка авторского [Шкатова, 2007 г.] проекта региональной схемы квартера Каспийского региона.

При анализе схем, отражающих состояние стратиграфической базы регионов на момент их составления, выявилась значительная неравномерность в степени детальности и обоснованности выделенных в них подразделений как внутри регионов, так и по мере удаления к востоку от Европейского субрегиона. Относительно представительно к настоящему времени изучены регионы, для которых разработаны и приняты МСК достаточно детальные унифицированные схемы (13 схем): для Европейского (Е) субрегиона (Севера и Северо-Запада (Е-I), Центра (Е-III), Предуралья (Е-IV), Нижней Волги (Е-V)), Урала (У), Западной Сибири (ЗС), Алтая-Саян (АС), Средней Сибири и Таймыра (СС), Прибайкалья и Забайкалья (ЗБ) и Восточного (В) и Дальнего-Восточного (ДВ) субрегионов (Яно-Колымской низменности и ее горного обрамления (СВ-I), горных районов бассейна р. Колымы (СВ-IV), Сихоте-Алиня и Юго-Западного Приморья (ДВ-IV), о. Сахалина (ДВ-II)). Остальные стратиграфические схемы квалифицируются или как корреляционные без горизонтов, к которым относятся Восточная Чукотка и Анадырско-Корякский регион (СВ-III), Северо-Западное Приохотье (СВ-V) и Камчатка (ДВ-III), или как рабочие схемы тоже без горизонтов – Северный Кавказ (СК) и Приамурье (ДВ-III), или квалифицируются как рабочие схемы с горизонтами – Северо-Восток Европейского субрегиона (Е-II) и Северо-Запад Чукотки Восточного субрегиона (СВ-II). Для значительной территории Восточного субрегиона региональные стратиграфические схемы не составлялись и поэтому не вошли в корреляционную таблицу, так же как не вошли регионы с корреляционными или рабочими схемами без горизонтов (рис. 1).

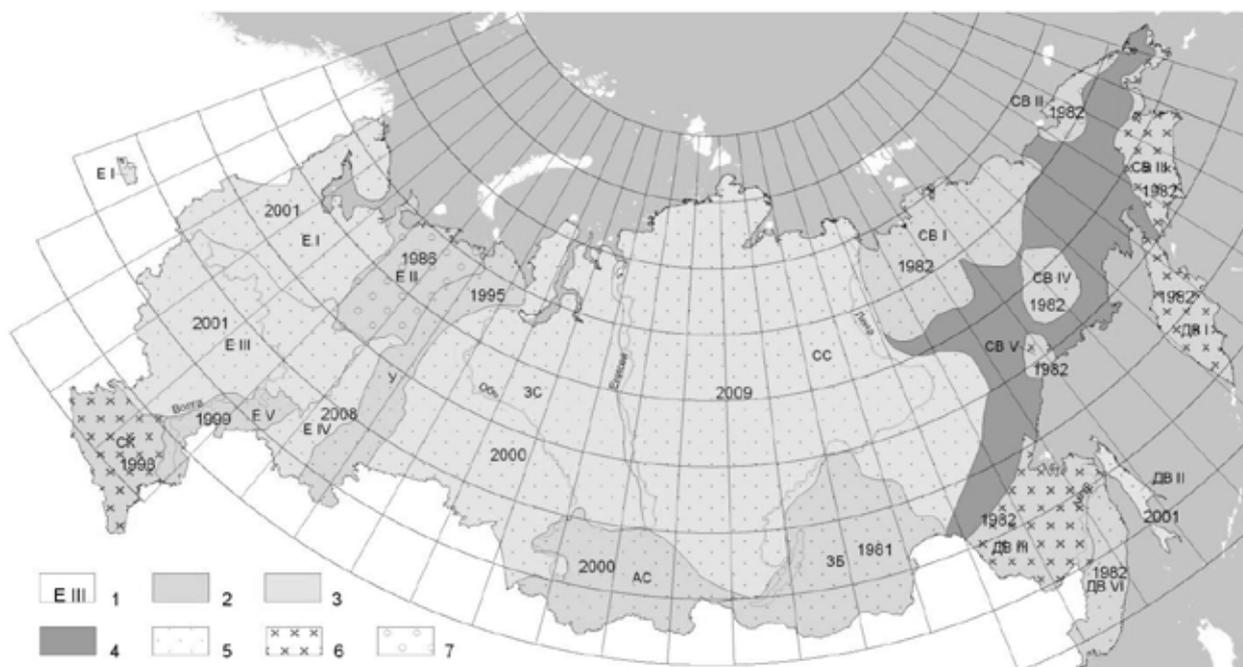


Рис. 1. Состояние стратиграфической базы квартера территории России.

1 – индексы регионов, 2 – региональные схемы, составленные до 1990 г. с нижней границей 0,78 млн. лет, 3 – региональные схемы, составленные после 1990 с нижней границей 1,8 млн. лет, 4 – региональные схемы не составлялись, 5 – региональные схемы унифицированные, 6 – региональные схемы без горизонтов рабочие и корреляционные, 7 – региональные схемы с горизонтами рабочие.

Практически все схемы (9 схем) Восточного субрегиона и одна схема (Северо-Восток) Европейского субрегиона составлены в 80-х годах прошлого века, когда нижняя граница четвертичной системы проводилась под баку (0,78 млн. лет) и позже схемы не обновлялись. Остальные - составлены после 1990 г. с учетом нижней границы четвертичной системы под апшероном (1,8 млн. лет). Временной диапазон в 1млн. лет, охватывающий эоплейстоцен (s.s.) в объеме калабрия, практически во всех региональных схемах, а особенно в схемах 80-х годов, изучен недостаточно и, в лучшем случае, выделены в нем один-два горизонта или на горизонты не подразделен (за исключением схем Нижней Волги и Предуралья). С понижением границы квартера России до уровня 2,6 млн. лет временной диапазон четвертичной системы увеличился еще почти на 1 млн. лет (объем гелазия) и соответственно увеличился эоплейстоцена (s.l.). По понятным причинам ни в одной региональной схеме эти изменения еще не отразились. Анализ стратиграфического материала временного диапазона 1,8-2,6 млн. лет показал, что только в региональной схеме неогена палео-Дона [2002 г.] Центра Восточно-Европейской платфор-

мы выделены региональные горизонты – верхнедонской и хапровский. На остальной территории России, даже в наиболее изученных Южных районах Европейской России, в Самаровском, Казанском Поволжье, Прикамье и в Предуралье выделяются по 2-3 (третья, как правило, переходящая в неоген) свиты или толщи, которые коррелируются с ярусами международной шкалы. В остальных районах, особенно восточных, к этому временному диапазону относятся нерасчлененные подразделения неогена (плиоцена) – эоплейстоцена (s.l.), или неогена (плиоцена) – нижнего неоплейстоцена, или образования отсутствуют.

В начала XXI некоторые схемы были уточнены, дополнены и утверждены новые. К ним относятся унифицированные региональные стратиграфические схемы Севера и Северо-Запада [2002 г.], Центра [2002 г.] и Предуралья [2008 г.] Европейского субрегиона, а также унифицированные региональные стратиграфические схемы Западной Сибири [2001 г.], Средней Сибири и Таймыра [2009 г.].

Во всех региональных схемах не нашли отражения не только новые изменения нижней границы квартала, но и изменения, связанные с введением в ОСШ более детальных подразделений – ступеней в нижнее и среднее звенья неоплейстоцена, в наименее изученные и наиболее проблематичные для корреляции части четвертичного разреза. Так в региональных схемах в нижнем неоплейстоцене выделено 1-2 максимально 6 горизонтов, а ступеней в ОСШ – 8; в среднем неоплейстоцене выделяется не более 4-х горизонтов, а ступеней – 6. Поэтому при составлении «Стратиграфической схемы квартала территории России» сложности были связаны не только с неоднозначной региональной корреляцией, но и с адаптацией их к новой ОСШ квартала России.

Корреляции региональных горизонтов территории России между собой, с ОСШ квартала и МИС основывалась на реперных уровнях, их несколько. В качестве примера приведем 2 наиболее важные уровня межледниковых горизонтов – лихвинский (начало среднего неоплейстоцена) и микулинский (начало верхнего неоплейстоцена) и их аналоги в других регионах. Однако при корреляции и по этим реперными уровнями возникают проблемы как региональные, так и по сопоставлению их со ступенями ОСШ и МИС.

Лихвинский репер. Вопрос заключается в том, как понимать лихвин – в узком смысле (s.s.), только одно межледниковье, или как «большой лихвин» (s.l.) с двумя теплыми и одним холодным интервалом внутри. От этого зависит сопоставлять его соответственно только с одной 1-й ступенью среднего неоплейстоцена (11-я МИС) или с 1-3-й ступенями (11-9-я МИС). Только в 4-х регионах можно сопоставить горизонты лихвинский s.s. (Центральный и Северо и Северо-Западный) и его аналоги сингильский (Нижеволжский) и аккаинский (Алтае-Саянский) с 1-й ступенью среднего неоплейстоцена (11-я стадия МИС). В остальных региональных схемах горизонты первого межледниковья среднего неоплейстоцена сопоставляются с «большим» лихвином (s.l.) и с 1-3-й ступенями (11-9-я МИС). Причем только в 2-х регионах выделены горизонты, соответствующие 2-й и 3-й ступеням «большого лихвина»: в Центральном регионе – калужский и чекалинский, в Алтае-Саянском – кубадриинский и чаганский. В Северо и Северо-Западном регионе горизонты, соответствующие этим ступеням, не выделены, но есть перспектива их выделения. Такая возможность есть на Южных Курилах и на Сахалине, где две трансгрессивные морские более теплые фазы сопоставляют с 11-й и 9-й МИС (1-я и 3-я ступени), а регрессивные с криофильными диатомовыми – с 10-й МИС (2-я ступень).

Микулинский репер. Похожая проблема возникает при корреляции микулинского горизонта (микулино s.l. и микулино s.s.) и его аналогов с ОСШ и МИС. От «лихвинской» проблемы она отличается тем, что 1-я ступень верхнего неоплейстоцена ОСШ квартала сопоставлена целиком с 5-й МИС и с микулинским горизонтом (микулино s.l.) в Европейском субрегионе и с его аналогами на остальной территории России. Установлено, что 5-я МИС подразделяется на пять подстадий (5e-a) и климатический оптимум позднего неоплейстоцена приходится на подстадию 5e, а подстадии 5d-a относятся в целом к ледниковой эпохе позднего неоплейстоцена. В зарубежных схемах климатический оптимум позднего неоплейстоцена соотносится только с подстадией 5e и с соответствующими межледниковьями: эемским – в Северной Европе, ипсвичским – в Британии, тирренским – в Италии, сангамонским – в Северной Америке [Episodes, 2008 г.] В России большинство исследователей также сопоставляют климатический оптимум позднего неоплейстоцена с временным диапазоном 5e (126-117 тыс. лет) и понимают в этом в объеме микулинский горизонт (s.s.).

Однако, из 15 представленных в разделе «Корреляция...» региональных схем, только в двух выделены горизонты в объеме подстадии 5e (микулино s.s.): это – кушнаренковский горизонт в схеме Предуралья и николевский (сероглазовский) горизонт в авторской схеме Каспийского региона. Думается, что отсутствие горизонтов в региональных схемах, это результат, прежде всего, недоработки в ранжировании ступеней в объеме 5-й стадии МИС в ОСШ квартала. В местных схемах некоторых регионов с морскими трансгрессиями в объеме 5-й МИС выделяются или две трансгрессии, как правило, ранняя – самая теплая и регрессия, или теплая трансгрессия и более холодная регрессия. При наличии датировок ранние, самые теплые трансгрессии, сопоставляются с подстадией 5e, а остальная часть разреза, с более прохладными в целом условиями,



с подстадиями 5d-a. На юге Кольского п-ва и в южной части Беломорского бассейна панойская трансгрессия сопоставлена с наиболее теплой (по моллюскам) нижней частью бореальной трансгрессией (подстадия 5e) на остальной части европейского севера России, а стрельниковская трансгрессия и верхняя часть бореальной – с подстадиями 5d-a. На севере Западной Сибири установлен климатический оптимум (130-117 тыс. лет) соотношенный с подстадией 5e в морских толщах нямсинской и паютинской на Тазовском и Гыданском п-вах и в каргинских морских слоях на Нижнем Енисее. В региональной схеме Средней Сибири также ограничивают возраст казанцевского горизонта подстадией 5e, т.к. не исключают, что часть ледниковых отложений муруктинского горизонта (МИС 4) накапливались ранее и, возможно, отвечают холодным подстадиям 5d-a. В Восточном субрегионе на Чукотке (валькатленская), на Сахалине (новотроицкая), в Приморье (хасанская) трансгрессии имели три теплые трансгрессивные и две холодные регрессивные фазы, скоррелированные со всеми стадиями 5-й МИС. В южных регионах Каспийского и Черноморского бассейнов в целом 5-й МИС отвечает верхнехазарская и коррелятная ей карангатская трансгрессии соответственно. Трансгрессивная фаза верхнего хазара (никольская или сероглазовская) с термическим оптимумом неоплейстоцена, установленным по геолого-палеонтологическим и палеогеографическим данным и датированная 127 (130)-117(114) тыс. лет, эквивалентна подстадии 5e. Регрессивная его фаза (копановская) начиналась при значительных понижениях температуры воды (на 5° C), с изменением солености и «облегчением» изотопного состава кислорода воды и коррелируется с подстадиями 5d-a.

Основные задачи по усовершенствованию стратиграфической базы квартера России должны по двум направлениям: во-первых, по дальнейшей разработке ОСШ квартера и, во-вторых, по актуализации региональных схем.

I. Усовершенствование ОСШ квартера, находящаяся в компетенции Комиссии по четвертичной системе МСК. Некоторые изменения требуют скорейшего решения:

1. Уточнение стратиграфических подразделений ОСШ квартера в связи с понижением нижней границы (ранжирование нового объема эоплейстоцена).

2. Выделение вначале верхнего неоплейстоцена интервала, отвечающего в Стандартной изотопно-кислородной шкале подстадии 5e, в качестве самостоятельного этапа, соответствующего первой ступени (или подступени) с коррелятными ему региональными подразделениями.

3. Определиться в отношении корреляции со ступенями ОСШ холодного этапа подстадий 5d-a, соотнеся их с новой ступенью (или со второй подступенью) ОСШ, или присоединив их к 2-й ступени ОСШ (4-й МИС).

II. По региональным схемам:

1. Усовершенствование региональных схем, изданных до 1990 г. с нижней границей в 0,78 млн. лет (10 схем).

2. Детализация ранее утвержденных унифицированных региональных схем, составленных после 1990 г., с нижней границей 1,8 млн. лет. Многие из этих схем нуждаются в уточнении и в более корректных, чем сделанных ранее, корреляциях (13 схем).

3. Повышение квалификации (до унифицированных) корреляционных и рабочих региональных стратиграфических схем, утвержденных ранее МСК (7 схем).

4. Составление региональных схем для территорий, для которых ранее они не составлялись (Восточный субрегион).

5. Ввести в региональные стратиграфические схемы новую ОСШ квартера России и провести корреляцию региональных горизонтов со ступенями новой ОСШ квартера, т.к. эти сопоставления остаются провизорными.

6. Дополнить все региональные стратиграфические схемы подразделениями в объеме гелазского яруса (нижнего подраздела эоплейстоцена) в связи с понижением нижней границы квартера ОСШ России до 2,6 млн. лет.

7. Продолжить геохронометрическое изучение квартера для осуществления дальних корреляций с целью уточнения возраста корреляционных климатостратиграфических рубежей.

8. Продолжить работу по выработке единых для территории России корреляционных горизонтов.

9. Особо остро стоит задача увязки границ территорий, на которые уже составлены (или будут составляться) региональные схемы, с границами территорий деятельности региональных межведомственных стратиграфических комиссий (РМСК) и границами серий листов ГГК РФ -1000/3 и 200/2 (НРС МПС).

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ И СУБАРКТИКИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Шполянская Н.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, nella@shpolyanskaya.msk.ru

## PALEOGEOGRAPHICAL CONDITIONS OF FORMATION OF RUSSIAN ARCTIC AND SUBARCTIC CRYOLITHOZONE IN PLEISTOCENE

Shpolyanskaya N.A.

Moscow State University, faculty of geography, Moscow

На равнинах Российской Субарктики широко развиты крупные залежи подземных льдов (рис. 1). Они различаются условиями залегания, характером вмещающих отложений, своей морфологией, макро- и микро-строением, химическим составом, и тем самым, генезисом. Это позволяет разделить залежные льды на несколько генетических типов. Характерной особенностью является то, что разные типы льдов достаточно четко приурочены к определенным районам или к возрастным горизонтам, практически не смешиваясь в пространстве. Если учесть, что время «жизни» этих льдов соизмеримо с геологическим временем, и что они являются «прямыми свидетелями» условий времени их формирования, сохраняя их в «памяти» многими своими чертами, следует говорить о высокой палеогеографической информативности залежных льдов.

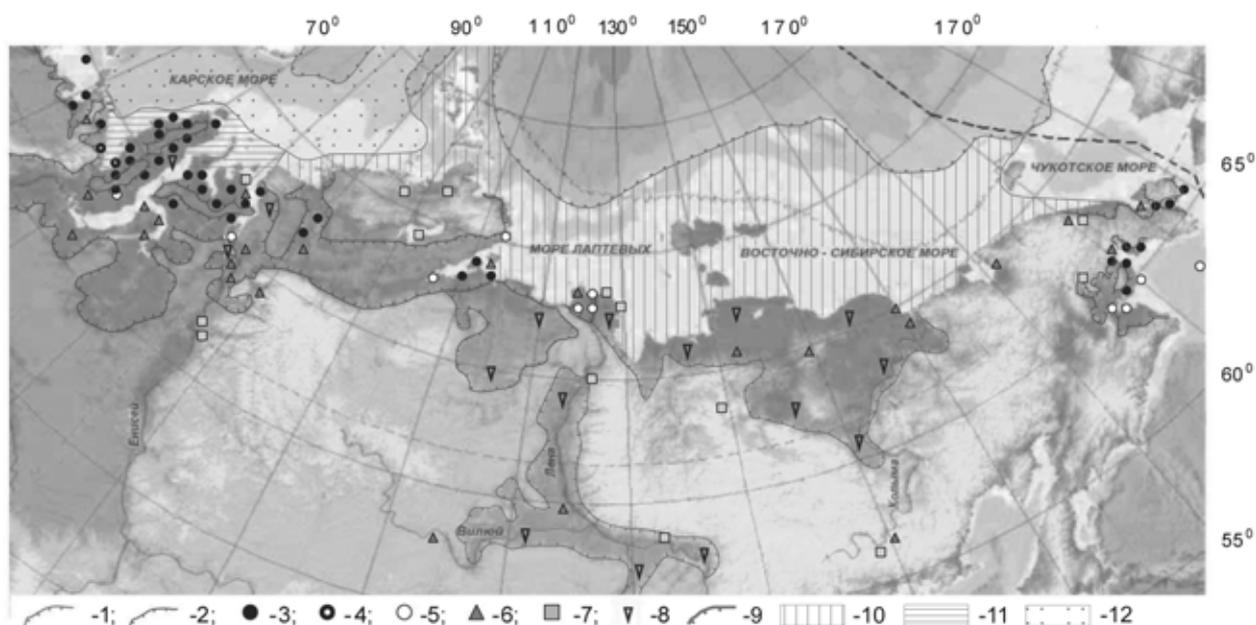


Рис. 1. Карта подземных залежных льдов

(составлена И.Д. Стрелецкой и Н.А. Шполянской; шельф – по В.А. Соловьеву с добавлениями автора).

1 – границы позднеплейстоценовых морских равнин; 2 – границы плейстоценовых озерно-аллювиальных равнин; 3-8 – крупные залежи подземных льдов: 3 – субмаринного генезиса, 4 – смешанного генезиса, 5 – прибрежно-морского генезиса, 6 – инъекционного генезиса, 7 – погребенные (первично наземные); 8 – полигонально-жильные льды; 9 – внешняя граница шельфа; 10-12 – криолитозона шельфа: 10 – вечномерзлые реликтовые породы с температурой  $0 \div -2^\circ\text{C}$ , мощностью до 200 м более, 11 – современные вечномерзлые породы с температурой  $0 \div -1,5^\circ\text{C}$ , мощностью до 50 м, 12 – многолетнеохлажденные породы с островами новообразующейся вечной мерзлоты, с температурой  $0 \div -1,5^\circ\text{C}$ , мощностью до 50 м.

Главная черта в распространении залежных льдов это резкое различие между западным и восточным секторами Субарктики. Если в восточном секторе почти целиком развиты полигонально-жильные льды, то в западном секторе преобладают т. н. пластовые льды. Генетически это принципиально разные образования, и именно это указывает на неодинаковую историю развития двух частей Арктики.

**Западный сектор Арктики.** На равнинах Западной Сибири и северо-востока Европейской России широко распространены пластовые льды (крупные тела неопределенной формы, десятки метров по горизонтали и вертикали), представленные генетически разнородными образованиями. Наши исследования склоняют к выделению четырех их типов – субмаринного и прибрежно-морского генезиса, инъекционные и погребенные

наземные льды [12]. Наиболее распространены *субмаринные льды*, приуроченные к дислоцированным морским отложениям. Обычно они представлены ледогрунтовыми образованиями с тонким сопряженным переослаиванием грунтовых и ледяных слоев нередко очень сложной конфигурации. Текстурные особенности таких образований указывают на их формирование в субмаринных достаточно глубоководных условиях при одновременном (сингенетическом) накоплении и промерзании донных осадков. Микростроение самого льда говорит о том же. Возможность субаквального льдообразования в Арктических морях была предложена и подробно рассмотрена нами ранее [9, 10]. Она состоит в том, что при глубине моря от 40-50 до 200-250 м температура придонной воды достигает самых низких значений  $-1,6 - -1,8$  °С, и это создает условия для промерзания донных грунтов. Соленость поровых вод, препятствующая промерзанию, по многочисленным данным из литературы, обычно закономерно уменьшается от поверхности дна вглубь отложений. На некоторой глубине от поверхности дна моря соотношение температуры и солености меняется и приводит к промерзанию грунта. По мере накопления осадков интервал, где создаются условия для промерзания, перемещается вверх, и снизу вверх нарастает мерзлая льдистая толща.

*Прибрежно-морские льды* формируются в краевых частях того же морского бассейна. Тоже растут сингенетически снизу вверх и характеризуются слоистой текстурой, но практически не дислоцированы.

Льды субмаринного и прибрежно-морского генезиса, встречаются только в морских (ледово-морских) и прибрежно-морских отложениях в пределах низменных арктических равнин, трактуемых А.И. Поповым [7], Г.И. Лазуковым [6], И.Д. Даниловым [3], а ныне и А.А. Величко [14] как морские равнины. Наличие описываемых льдов подтверждает их взгляды. На Чукотке такие льды развиты в пределах территории, где А.А. Величко [13] показывает казанцевскую трансгрессию. Наиболее часто эти льды встречаются в казанцевских отложениях, а это значит, что они формировались заведомо в отсутствие оледенения, а потому, вопреки существующему мнению, не являются погребенными ледниками и показателем существования в прошлом ледникового покрова. Они должны были формироваться в морском бассейне глубиной не менее 50 м и тем самым подтверждают существование в эту эпоху морского бассейна. Эти льды развиты и в зырянских отложениях, часто перекрытых каргинскими, преимущественно на западном Ямале, Ямальском и Приуральском побережьях Байдарачкой губы, на Таймыре в пределах Северо-Сибирской низменности, на Чукотке. Их присутствие указывает на сохранившийся в эти эпохи в этих районах морской режим, хотя и при меняющейся глубине моря.

Мерзлые породы с пластовыми льдами широко распространены и в западном секторе Арктического шельфа (рис. 1). Вечномерзлые донные породы встречены при глубинах моря от 0 до 230 м [2]. Кровля мерзлых пород может залегать на глубине порядка 20-40 м под дном моря, или подниматься к поверхности дна. Подошва мерзлоты опускается до 100 м и глубже. В разрезах мерзлых донных отложений присутствует большое количество льда, иногда до 100%. Многими авторами мерзлота здесь считается реликтовой. Однако сам факт присутствия вечной мерзлоты при глубинах моря от 0 до 230 м говорит о ее разнородном характере. Если даже принять представления о регрессии моря в поздневалдайскую эпоху до изобаты 100-120 м, приведшей к промерзанию грунтов шельфа в субаэральных условиях, то остаются еще обширные пространства с глубиной моря от 100-120 до 230 м, где вечная мерзлота должна была формироваться непосредственно в субмаринных условиях. Напомним, что имеются представления о понижении уровня моря только до  $-30 \div -50$  м [4]. Анализ криолитозоны шельфа показывает, что текстурные особенности льдистых донных отложений, например, у Карских Ворот и на Русановской площади, очень похожи на описанные выше разрезы, и что глубоководная криолитозона Баренцево-Карского шельфа вполне соответствует изложенному механизму изначально субмаринного промерзания [11].

Из этого следует вывод, что равнины западного сектора Субарктики – это морские равнины трансгрессивных эпох плейстоцена, т. е. древние шельфы и аналоги современного Арктического шельфа, и что большую часть плейстоцена север Западной Сибири и северо-восток Европейской России развивались в трансгрессивном режиме.

*Инъекционные льды* встречаются обычно в местах разгрузки напорных подземных вод, и в замкнутых озерных котловинах при промерзании подозерных таликов. Формируются эпигенетически в субаэральных условиях в периоды континентального развития территории. Встречаются преимущественно в сартанских отложениях. Тоже антагонисты покровного оледенения. Их распространение свидетельствует об отсутствии покровного оледенения в сартанское время.

*Погребенные глетчерные льды* резко отличаются от выше описанных своим макро- и микростроением, химическим составом. Встречаются преимущественно в горных районах. Имеют ограниченное распространение, что само по себе указывает на небольшие размеры древних оледенений на Российском севере.

*Полигонально-жилые льды* – это жилы льда, которые в разрезе имеют клинообразную или столбообразную форму, а в плане образуют полигональную систему. Формируются только в континентальных условиях на периодически заливаемых водой поверхностях. Основные условия образования ледяных жил – многократное морозобойное растрескивание поверхности грунтов с образованием полигональной системы трещин, последующее проникновение воды в возникшие трещины и ее замерзание. Они растут сингенетически, вместе

с накапливаемым осадком, снизу вверх, в условиях озерно-аллювиального или лайдово-морского осадконакопления. Присутствие таких льдов в отложениях, свидетельствует об отсутствии ледникового покрова во время их формирования. На севере Западной Сибири полигонально-жильные льды развиты преимущественно в восточных частях Ямала и Гыдана в сартанских, подстилающих их каргинских, а нередко и в зырянских отложениях. Это указывает на отсутствие там покровного оледенения в эти эпохи.

**Восточный сектор Арктики.** На равнинах Восточной Сибири, в отличие от Западного сектора, залежные льды представлены почти целиком *полигонально-жильными льдами*, образующими т. н. ледовый комплекс. Районы наиболее широкого распространения этих льдов – Яно-Индибирская и Колымская низменности, Новосибирские острова, Центрально-Якутская низменность (рис. 1). Вмещающие лед отложения – аллювиальные, аласные, склоновые, прибрежно-морские и лагунные отложения. Начиная с плиоцена отложения Яно-Колымской низменности, представлены аллювиальными, озерно-аллювиальными и озерно-болотными отложениями с полигонально-жильными льдами и системой псевдоморфоз по ним. На побережье пролива Дмитрия Лаптева и на о. Б. Ляховский толща с полигонально-жильными льдами, имеет среднеплейстоценовый возраст (200-180 т. л. н., по  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ). Подстилающая ее пачка представлена двумя горизонтами, нижний из которых с двумя ярусами псевдоморфоз на основании зубов леммингов отнесен к эоплейстоцену, верхний – к раннему плейстоцену. Поздний плейстоцен тоже представлен целиком континентальными отложениями: низы разреза (казанцевские) сложены озерно-болотными отложениями, поздние слои представлены ледовым комплексом с мощными полигонально-жильными льдами [1, 5].

Криолитозона восточного сектора Арктического шельфа, в отличие от западного сектора шельфа, сложена целиком реликтовой вечной мерзлотой (рис. 1). Здесь прослеживается затопленный послеледниковой трансгрессией древний ледовый комплекс зырянского и сартанского времени [8]. Это указывает на континентальное, в отличие от западного сектора, развитие региона в течение всего плейстоцена в условиях непрерывно сурового климата при отсутствии ледникового покрова.

**Главный вывод**, вытекающий из проведенного исследования: Западный и Восточный секторы Арктического шельфа развивались в плейстоцене по-разному, и трансгрессивно-регрессивный режим проявлялся неодинаково. Равнины Западного сектора формировались в условиях преимущественно морского осадконакопления, а равнины Восточного сектора – в условиях континентального озерно-аллювиального осадконакопления. Только регрессия конца позднего плейстоцена (сартанская эпоха) и голоценовая трансгрессия проходили синхронно, но, по-видимому, масштаб их был неодинаков. Все это ставит под сомнение распространенное убеждение о ведущей роли общепланетарной гляциоэвстатике в колебаниях уровня моря и выводит на первый план тектонические процессы. Все больше выявляющееся сложное неоднородное тектоническое устройство Арктического бассейна склоняет к этому. Срединно-океанический хребет в пределах Арктического бассейна (хребет Гаккеля) и стык Евразийской и Американо-Североамериканской тектонических плит не могут не влиять на неравномерные колебания уровня Арктического бассейна.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Архангелов А.А., Конищев В.Н., Розенбаум Г.Э. Приморско-Новосибирский район // Региональная криолитология. – М.: Изд-во МГУ, 1989. – С. 128-151.
2. Бондарев В.Н., Локтев А.С., Другач А.Г., Потапкин Ю.В. Методы исследования и определения субаквальной мерзлоты // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Книга 1. – Апатиты: Кольский научный центр, 2001. – С. 15-19.
3. Данилов И.Д. Плейстоцен морских Субарктических равнин. – М., Изд-во Моск. ун-та, 1978. – 198 с.
4. Данилов И.Д. Субмаринная мерзлота Арктического шельфа и связанные с ней процессы криогенного литоморфогенеза // Океанология. – 2000. – Т. 40. – № 5. – С. 756-764.
5. Космынина М.В. Реликтовый термокарстовый рельеф и талики восточной части шельфа моря Лаптевых. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. – М.: МГУ, геол. ф-т, 2010. – 28 с.
6. Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР. – М., Высшая школа, 1989. – 320 с.
7. Попов А.И. Четвертичный период в Западной Сибири // Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1959.
8. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Холодов А.Л., Хуббертен Х-В., Кассенс Х. Реконструкция палеогеографических условий шельфа моря Лаптевых для позднеледниковой-голоценовой гляциоэвстатического цикла // Криосфера Земли. – 1997. – Т. 1. – № 2. – С. 42-49.
9. Шполянская Н.А. Субмаринный криолитогенез в Арктике // Матер. гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. – 1991. – Вып. 71. – С. 65 - 70.
10. Шполянская Н.А. Современные проблемы криолитозоны Арктического шельфа // Известия РАН. Серия географическая. – 2005. – № 1. – С. 102-111.
11. Шполянская Н.А. Особенности криолитозоны западного сектора Арктики в системе шельф–суша // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. – 2010. – № 6. – С. 58-66.

12. Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д. Генетические типы пластовых льдов и характер их распространения в Российской Субарктике // Криосфера Земли. – 2004. – Т. VIII. – № 4. – С. 56-71.

13. Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene-Holocene / A.A.Velichko, M. Pecs, B. Frenzel (eds.). Budapest: Stuttgart, 1992. – 153 p.

14. Velichko A.A., Timireva S.N., Kremenetski K.V., MacDonald G.M., Smith L.C. West Siberian Plain as a Late Glacial desert // Quaternary International. – 2011, doi: 10.1016/j.quaint.2011.01.013.

## ОСОБЕННОСТИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЁР БОЛЬШОЙ И МАЛЫЙ ВУДЬЯВР

Югай В.С., Даувальтер В.А.

*Институт проблем промышленной экологии Севера, Апатиты, 555samuray555@mail.ru*

## CHARACTERISTIC OF BOTTOM SEDIMENTS OF LAKES BOLSHOY AND MALYI VUDJAVR

Youguy V.S., Dauvalter V.A.

*Institute of North Industrial Ecology Problems, Apatity*

Рассмотрены характеристики озёр Большой и Малый Вудьявр, которые принадлежат к озёрно-речной системе реки Белой. Определён гранулометрический и химический состав донных отложений (ДО) озёр, определена концентрация лабильной формы металлов.

После обнаружения в 30-х годах XX в. крупнейшего в мире апатитонелефинового месторождения в Хибинском горном массиве началась его интенсивная разработка [1]. На берегу оз.Б.Вудьявр началась переработка апатитовой руды на апатитонелефиновой обогатительной фабрике № 1 (АНОФ-1). Деятельность фосфорного и кислородного заводов повлияла на химический состав воды р. Юкспорйок и далее на оз. Б. Вудьявр, в которое она впадает [1]. В результате промышленной деятельности в воде и ДО озёр повысились концентрации загрязняющих веществ, увеличилось количество взвешенного вещества и, как следствие, снизилась её прозрачность. Всё это, в свою очередь, привело к изменению и биологических показателей озёр.

**Объекты исследования.** Озёра Большой и Малый Вудьявр располагаются в южной части Хибинского горного массива. Оз.Б.Вудьявр является самым крупным внутренним водоёмом Хибин [1]. Оно относится к классу небольших озёр (1-10 км<sup>2</sup>). Со всех сторон, кроме южной, озеро окружено горами. Единственной рекой, вытекающей из оз. Б. Вудьявр является река Большая Белая, впадающая в губу Белую оз. Имандра. Питание озера смешанное: за счёт поверхностных и подземных вод и атмосферных осадков [1]. Озеро располагается на 312 м н. у. м. площадь водной поверхности равна 3,9 км<sup>2</sup>, объём воды около 0,0579 км<sup>3</sup>, наибольшая глубина 37,6 м, длина около 2 км, ширина – около 1,5 км. В озеро впадают реки Саамская, Юкспорйок и Вудьяврйок [1].

Оз. М. Вудьявр расположено к северу от оз. Б. Вудьявр. Озеро относится к классу малых. Его площадь составляет 0,52 км<sup>2</sup>, объём воды – 1484 620 м<sup>3</sup>, максимальная глубина – 10,5 м [1]. Озеро расположено на 46 м выше оз. Б. Вудьявр – на высоте 357,8 м. В оз. М. Вудьявр впадают реки Поачвумйок, Тахтарвумйок, Лемминговая, которые функционируют только в летний период. Постоянным питающим источником можно считать ручей Сентисйок. Из оз. М. Вудьявр вытекает река Вудьяврйок. Береговая линия озера значительно изрезана, имеются четыре острова [1].

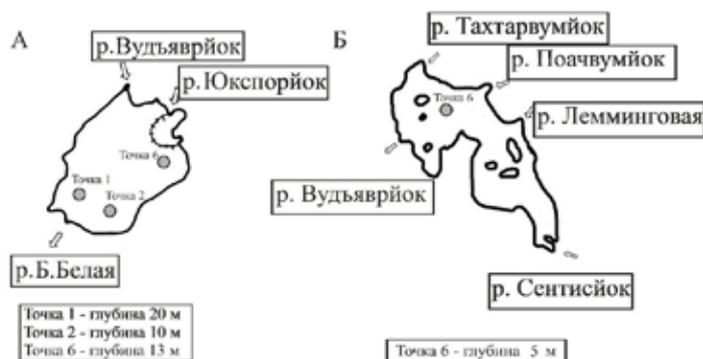


Рис. 1. Схемы точек отбора проб.

А – оз. Большой Вудьявр; Б – оз. Малый Вудьявр.

Для отбора проб были выбраны точки 1 (глубина 20 м), 2 (глубина 10 м) и 6 (глубина 13 м) на оз. Б. Вудьявр (рис. 1). ДО, отобранные в точке 6 наиболее хорошо отражают воздействие на озеро горнопромышленной деятельности, т. к. эта станция отбора располагается непосредственно рядом с дамбой – местом поступления в озеро загрязнённой воды. На южном берегу оз. Б. Вудьявр (точка отбора 2) располагается ныне не действующая АНОФ-1. Точка отбора 1 располагается у стока с озера. На оз. М. Вудьявр отбор проб был осуществлён в точке 6 (глубина 5 м).

**Методы.** Отбор проб на оз.Б.Вудъявр был произведён 07.07.2010 и 14.07.2010 на оз. М. Вудъявр. Для отбора был использован дночерпатель системы Экмана (площадь захвата грунта 250 см<sup>2</sup>). После отбора пробы переносились в полиэтиленовые вёдра, в которых транспортировались в лабораторию, где до анализа находились в прохладном тёмном месте.

Отбирали подпробу ДО, достаточную для анализа. Далее её переносили в кристаллизатор и выпаривали при 50-60 °С в сушильном шкафу, при периодическом помешивании. После просушивания пробы накрывали фильтровальной бумагой и им давали постоять ночь при комнатной температуре и влажности. Затем пробы разминали и просеивали через сито 1 мм.

Далее определялось содержание гигроскопической влажности и плотность твёрдой фазы ДО. Гигроскопическая влажность вычислялась по формуле:

$$Вл = (T_{в.с.н.} - T_{а.с.н.}) / (T_{а.с.н.} - T_{пуст.}),$$

где  $T_{в.с.н.}$  – вес тигля с воздушно сухой навеской, г;  $T_{а.с.н.}$  – вес тигля с абсолютно сухой навеской, г;  $T_{пуст.}$  – вес пустого тигля, г [2].

Плотность твёрдой фазы вычисляется по формуле:

$$ПТФ = M / ((M + M_{пв}) - M_{пвп}),$$

где  $M$  – вес абсолютно сухой пробы;  $M_{пв}$  – вес пикнометра с водой;  $M_{пвп}$  – вес пикнометра с водой и пробой [2].

После этого производилась подготовка пробы ДО к гранулометрическому анализу и сам анализ в соответствии с [2, 3, 4]. Бралась навеска пробы, равная 10 г абсолютно сухого веса, переносилась на фильтр, промывалась соляной кислотой (0,05 Н). Затем навеска промывалась деионизированной водой. Проба переносилась с фильтра в коническую колбу на 500 мл, прибавлялся 1 мл 1 Н NaOH. Раствор помешивали каждые 15 мин. в течение 2-х часов. Затем пробы кипятили с обратным холодильником в течение часа, охлаждали до комнатной температуры, пропускали через сита 0,5 и 0,25 мм; всё что прошло через сита помещали в цилиндр на 1 л; далее проводился сам анализ. Для исследования гранулометрического состава был выбран анализ пипет-методом. Данный метод широко распространён в почвоведении. Метод основан на различии скоростей оседания частиц разного размера в жидкости (воде). Среднюю пробу отбирали с определённой глубины и через определённое время после взбалтывания. Время отбора пробы зависит от температуры жидкости, которая определяет её вязкость, и плотности твёрдой фазы.

Произведена экстракция лабильной формы металлов, которая первой высвобождается при изменении условий (рН, Eh, содержание кислорода) и таким образом является опасной с точки зрения вторичного загрязнения водоёма. В качестве реагента был выбран ацетат аммония (рН = 4,65). 1 г пробы заливался 10 мл реагента на ночь и на утро подвергался перемешиванию в течение 2 часов. Далее производилось центрифугирование для разделения твёрдой и жидкой фаз. После центрифугирования отбиралась аликвота (2,5-5 мл).

Ацетат аммония широко используется в почвоведении для извлечения обменной формы металлов [5]. Также было произведено разложение пробы по методу, используемому в ИППЭС КНЦ РАН [1, 6] для определения общего содержания тяжёлых металлов (ТМ). Концентрации ТМ определялись из тех же проб ДО, из которых отбирались средние пробы для исследования гранулометрического состава. Содержание ТМ производилось методом атомно-абсорбционной спектроскопии.

**Результаты.** В соответствии с классификацией, основанной на количестве частиц < 0,01 мм и приведённой в [7, 8], ДО оз. Б. Вудъявр т. 1 можно классифицировать как ил, т. 2 – как глинистый ил, т. 6 – как песчаный ил. ДО оз. М. Вудъявр в соответствии с вышеупомянутой классификацией так же были отнесены к фракции ила. Наибольшее содержание крупных частиц (1-0,25 мм) в оз. Б. Вудъявр было обнаружено в ДО точки 6 (рис. 2). Наибольшее содержание мелких частиц (< 0,005 мм) обнаружено в ДО точки 1.

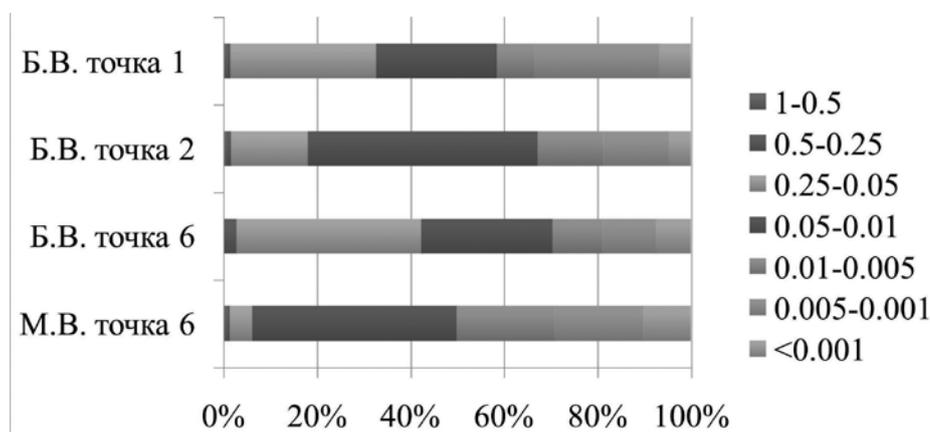


Рис. 2. Процентное отношение фракций в ДО исследованных озёр.

Можно предположить, что наиболее мелкие частицы, поступающие в озеро, накапливаются у стока, а крупные оседают рядом с местом поступления т. е. рядом с дамбой. Это можно объяснить большой подвижностью частиц малого размера по сравнению с крупными [7]. В оз. М. Вудъявр частицы размером 0,05-0,01 мм составили около 40%, сумма частиц < 0,01 мм составила 46%.

Согласно «эффекту воронки» [7] наиболее мелкие частицы оседают в местах с наибольшей глубиной. При изучении результатов гранулометрического анализа ДО оз. Б. Вудъявр можно заметить некоторое отклонение от этой закономерности: в точке 6, расположенной ближе других по отношению к дамбе, глубина составила 13 м. Это на 3 м больше по сравнению с глубиной в точке 2 (10 м). Согласно описанному эффекту содержание мелкодисперсных частиц, при сравнении ДО из этих точек, должно было достигать больших значений в точке 6, но этого не наблюдалось. Возможное тому объяснение – упомянутое ранее поступление большого количества взвешенных частиц из дамбы и осаждение крупных частиц в непосредственной близости от источника поступления. В то время как частицы меньшего размера ввиду своих свойств и особенностей внутренних течений озера перемещались на большие расстояния.

Судя по полученным концентрациям металлов (табл.), можно сказать, что самое высокое содержание меди, никеля и железа принадлежит ДО точки 1 оз. Б. Вудъявр, т. е. точке с наибольшим содержанием частиц < 0,01 мм. Максимальная концентрация цинка обнаружена в точке 2, где преобладали частицы размером 0,05-0,01 мм. Наименьшие по этому озеру концентрации всех исследованных элементов обнаружены в точке 6. Концентрации меди в точке 6 оз. М. Вудъявр в 3 раза меньше, чем в точке 6 оз. Б. Вудъявр, концентрации никеля и железа – меньше примерно в 2 раза.

Таблица. Концентрации общего содержания и лабильной формы металлов в ДО озёр в точках отбора проб.

Точка отбора пробы	Концентрация металлов, мкг/г				Концентрация лабильной формы металлов, мкг/г			
	Cu	Ni	Zn	Fe	Cu	Ni	Zn	Fe
Б. Вудъявр, ст. 1	121	93.6	179	31300	19.1	35.0	25.9	972
Б. Вудъявр ст. 2	96.6	44.7	201	27100	14.4	0.267	37.0	444
Б. Вудъявр ст. 6	92.8	31.3	136	22400	12.3	0.229	13.8	528
М. Вудъявр ст. 6	30.3	14	125	10363	–	–	–	–

Самая неблагоприятная обстановка наблюдается в зоне точки 1 оз.Б.Вудъявр, так как наиболее опасными с точки зрения вторичного загрязнения водоёмов и биологической доступности являются частицы малого размера [6].

Что же касается оз. М. Вудъявр, при достаточно высоком содержании частиц < 0,01 мм (46 %) озеро не отличается большими концентрациями исследованных элементов. Этот факт можно объяснить отсутствием прямого антропогенного воздействия на озеро.

В табл. 1 также приведены результаты экстрагирования лабильной формы металлов из пробы ДО оз. Б. Вудъявр с помощью ацетатно-аммонийного буфера.

Как и в случае с общими концентрациями металлов, наибольшие концентрации меди, никеля и железа обнаружены в ДО точки 1, что свидетельствует о возможной угрозе вторичного загрязнения озера.

**Выводы.** Наибольшие концентрации металлов (общее содержание, лабильная форма) определено в пробе ДО точки 1 оз. Б. Вудъявр. Отмечено большое содержание мелкодисперсной фракции в ДО точки 1 оз. Б. Вудъявр, что возможно является причиной высоких, по сравнению с ДО других точек озера, концентраций ТМ. Отмечено отклонение от «эффекта воронки» в точке 6, что в данном случае свидетельствует об антропогенном воздействии (сточные воды с большим содержанием взвешенных веществ). Наиболее опасные, как по причине содержания больших количеств ЗВ так и по причине высокой подвижности, мелкодисперсные частицы ДО ввиду своих свойств (невысокая гидравлическая крупность) мигрируют от источника поступления и распределяются по всему озеру; в связи с этим можно заключить, что наиболее опасная обстановка наблюдается в зоне точки 1. в ДО оз. М. Вудъявр обнаружены низкие концентрации исследованных элементов по сравнению с оз. Б. Вудъявр (что можно объяснить отсутствием прямого антропогенного воздействия на озеро), хотя количество мелкодисперсной фракции в ДО этого озера составило 46%.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кашулин Н.А., Денисов Д.Б., Сандимиров С.С., Даувальтер В.А., Кашулина Т.Г., Малиновский Д.Н., Вандыш О.И., Ильяшук Б.П., Кудрявцева Л.П. Антропогенные изменения водных экосистем Хибинского горного массива (Мурманская область). Т. 1. – Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2008. – 250 с.
2. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. В12 Методы исследования физических свойств почв. – М.: Агропромиздат, 1986. – 416 с.

3. Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. – М.: Изд. Академии наук СССР, 1985. – 192 с.
4. Государственный стандарт Союза ССР, Грунты, Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава, ГОСТ 12536-79.
5. Обухов А.И., Плеханова И.О. Атомно-абсорбционный анализ в почвенно-биологических исследованиях. – М.: Изд-во МГУ, 1991. – 184 с.
6. Даувальтер В.А. Исследование физического и химического состава донных отложений при оценке экологического состояния водоёмов // Геохимия окружающей среды. – Мурманск: Изд. МГТУ, 2006. – 84 с.
7. Кашулин Н.А., Даувальтер В.А. Экология внутренних водоёмов Мурманской области. Часть III: донные отложения водоёмов. – Апатиты: Изд. Кольского филиала ПетрГУ, 2010. – 123 с.
8. Давыдов Л.К., Дмитриева А.А., Конкина Н.Г. Общая гидрология.– Ленинград: Союзполиграфпрома, 1973. – 455 с.

### **СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НЕОТЕКТОНИКА ТИХВИНСКО-БОРОВИЧСКОЙ ЗОНЫ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ**

**Ядута В.А., Потапович А.А.**

*ФГУП «Севзапгеология», Санкт-Петербург, yaduta@inbox.ru*

### **STRUCTURAL-GEOMORPHOLOGICAL STRUCTURE AND NEOTECTONICS OF THE TIKHVIN-BOROVICHI ZONE ON THE NORTH-WEST OF THE RUSSIAN PLATE**

**Yaduta V.A., Potapovich A.A.**

*FSUI «Sevzapgeologia», Sankt. Petersburg*

Структурно-геоморфологическое и неотектоническое районирование в пределах Тихвинско-Боровичской зоны проводилось при ГМК-200 территории листов О-36 IV, X, XVI с целью прогнозной оценки площадей и интерпретации данных шлихоминералогического опробования. Для полноценного и качественного прогноза площади исследования были использованы различные приемы морфоструктурного анализа и дешифрирования МАКС, обеспечивающие комплексный подход к оценке структурных связей объектов всех масштабных уровней (по вертикали), отражающих эрозионные срезы различных этапов тектонического развития изучаемой территории. Этап новейших тектонических движений на площади рассматриваемой зоны, так же как и на всей территории Северо-Запада Русской плиты условно разделяется на три цикла: олигоцен – неогеновый (дочетвертичный), позднеледниковье – голоценовый и современный [2]. Существенное значение имели наложенные гляциоизостатические компенсационные движения, которые с деградацией ледниковых покровов в течение неоплейстоцена и раннего голоцена несколько усложнили ритмику собственно тектонических движений.

Новейшие тектонические подвижки олигоцен – неогенового цикла выявлялись на основе структурной интерпретации палеорельефа по гипсометрическим картам поверхности дочетвертичных пород, т. е. без учета покрова четвертичных отложений. Они предопределили денудационный срез дочетвертичной поверхности, в которой проявляются структурные формы осадочного чехла. Последние в большинстве своем отражают зоны нарушений и блоки фундамента. В дочетвертичном срезе на изученной площади выделяется серия уровней палеорельефа, представляющая собой ступенчатые возвышенные и низменные равнины – целую «лестницу» древних поверхностей выравнивания разных рангов, сформировавшуюся под воздействием неравномерного циклического регионального подъема территории. Эти поверхности разделены палеоуступами и перегибами, которые могут отражать в толще осадочного чехла ослабленные тектонические зоны – зоны повышенной трещиноватости и проницаемости. В современном рельефе рассматриваемые поверхности фиксируются различными уровнями стояния озерно-ледниковых бассейнов, сформировавших абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные равнины. Региональные поверхности выравнивания – ступени дочетвертичного рельефа высокого ранга по Б.Н. Можаяеву [1]: олигоценовая, верхняя ступень (150-200 м); миоценовая, нижняя ступень (100-125 м) выделяются в пределах рассматриваемой площади на различных абсолютных отметках – уровнях, свидетельствующих об их деформациях на протяжении неотектонического этапа. Первая занимает уровни 160-200 м в южной центральной части листа О-36- XVI, уровень 140-160 м к западу от пос. Любытино – вся восточная половина листа О-36-Х и уровень 120-140 м в юго-восточной части листа О-36-IV – район г.Бокситогорска. Фрагменты миоценовой поверхности выравнивания отмечаются на уровне дочетвертичного рельефа с абс. отм. 100-120 м в юго-западной части листа О-36-ХVI и в западной части листа О-36- Х к северу от пос. Любытино.



В структуре осадочного чехла по морфотектоническому анализу палеорельефа и результатам дешифрирования МАКС выделяются морфоструктуры I и II порядков. Морфоструктуры I порядка: Петербургская, Тихвинско-Любытинская и Тверская, как правило, фиксируются в геологическом строении дочетвертичной поверхности и отражают блоки фундамента, по отношению к которому являются обращенными. Морфоструктуры II порядка, определяют внутреннее строение морфоструктур I порядка, по морфологии они разделяются на поднятые, относительно приподнятые, ступенчатые с тенденцией к поднятию и опущенные. Тектонические подвижки в пределах блоковых морфоструктур II порядка отличаются значительными амплитудами (от 20 до 40 м – деформация олигоценовой поверхности выравнивания), довольно дифференцированы и имеют преимущественно восходящий характер. **Петербургская морфоструктура** расположена в северо-западной части листа О-36-IV и отражает фрагмент соответствующего блока фундамента. В палеорельефе данная морфоструктура выражена опущенной поверхностью с тенденцией к дифференцированным движениям с более поднятой северо-восточной частью (относительно приподнятая морфоструктура II порядка) и общим наклоном поверхности на юго-запад. Опущенная часть морфоструктуры совпадает с площадью развития нерасчлененной толщи осадков маловишерской и снежской свит верхнего девона, а приподнятая ее часть в общих чертах повторяет границы развития толщи приловатской свиты верхнего девона. Граница Петербургской морфоструктуры, отражающая юго-восточное ограничение блока фундамента, подчеркивается развитием древних тектоногенных долин и линейных депрессий северо-восточного простирания. **Тихвинско-Любытинская морфоструктура** является отражением части региональной Невельско-Тихвинской тектонической зоны фундамента северо-восточного простирания. Она занимает юго-восточную часть листа О-36-IV, всю площадь листа О-36-X и большую северо-западную часть листа О-36-XVI. В ее пределах выделяются поднятые, ступенчатые с тенденцией к поднятию и опущенные морфоструктуры II порядка. Поднятые морфоструктуры развиты в восточной и центральной части Тихвинско-Любытинской структуры. Ступенчатые с тенденцией к поднятию морфоструктуры обрамляют своеобразным полукольцом поднятые морфоструктуры. Опущенные морфоструктуры выделяются в южной части Тихвинско-Любытинской структуры в узле пересечения линейных структурных форм северо-западного и северо-восточного направлений, которые подчеркиваются фрагментами древних долин и линейными депрессиями. К этому узлу приурочена Мстинская депрессия. Поднятые морфоструктуры сложены осадками каменноугольного возраста, ступенчатые – образованиями девона. Границы поднятых структур на отдельных участках совпадают с карбоновым уступом. Фрагмент **Тверской морфоструктуры** расположен в юго-восточной части листа О-36-XVI. Его граница частично совпадает с северо-западным ограничением Крестцовского авлакогена. Большая часть Тверской морфоструктуры имеет приподнятое гипсометрическое положение в дочетвертичном рельефе, фиксируется наиболее высокими абсолютными отметками (160-200 м) и сложена в основном осадками раннекаменноугольного возраста.

Границы блоковых морфоструктур, линейно ориентированных вдоль разломов и зон разломов фундамента в осадочном чехле находят выражение в мобильно-проницаемых зонах (МПЗ), куполовидных складках и флексурных перегибах слоев чехла. К сожалению, они еще плохо изучены и не выделяются на геологических картах. Как показывает практика проводимых ФГУП «Севзапгеология» специализированных работ на территории Русской плиты, именно в долгоживущих зонах разломов фундамента, затронутых современной тектонической активизацией (СТА) наблюдается повышенная деформированность, трещиноватость пород осадочного чехла. Эти зоны контролируют развитие флюидно-эманационных процессов. К ним относятся проявления гелия, радона, метана, углекислого газа, гидрохимических аномалий, интенсивной разгрузки подземных вод [2]. Эти нарушения выделяются на основании дешифрирования МАКС с наземной заверкой атмогеохимической съемкой, а также при проведении высокоточных аэрогеофизических работ и переинтерпретации результатов гравиметрических съемок прежних лет. На рассматриваемой площади развиты МПЗ различных направлений: северо-западного, меридионального, северо-восточного и широтного. Большинство из них затронуто СТА (современный цикл движений).

На площади листов О-36- XVI и X отчетливо выделяется Любытинская зона нарушений северо-западного простирания, протягивающаяся от г. Боровичи в район Каево, Любытино и далее за пределы района работ. Ширина зоны составляет 20-40 км. В своей юго-восточной части (район Хоромы - г. Боровичи - Шиботово) Любытинская зона отчетливо подтверждается геологическими данными. Граница нижнекаменноугольных отложений имеет сильно изрезанный фестончатый характер. Изменяется и морфология рудных тел – вместо протяженных пластовых залежей к северу и югу от нее наблюдаются линзовидные тела. Огнеупорные глины к северу от нарушения имеют более железистый состав, отмечается значительное увеличение водоносных горизонтов и разгрузка подземных вод в виде выходов по ослабленным зонам повышенной трещиноватости. В дочетвертичном рельефе Любытинская зона фиксируется узкими ступенчатыми поверхностями и линейными понижениями, приуроченными к древним долинам, а также спрямленными фрагментами современной долины реки Мсты.

Активизированные неотектонические зоны нарушений меридионального направления пересекают всю рассматриваемую площадь в виде трех систем линеаментов, на отдельных участках смещенных линеамен-

тами северо-восточного направления. Они отражают региональный глубинный разлом фундамента, прослеживающийся с территории Балтийского щита от побережья Баренцева моря через Кандалакшский залив в район Беломорска, Лодейного поля, Тихвина, Любытино и далее на юг за пределы изученной территории. В кристаллическом фундаменте по комплексу геофизических данных  $\Delta T$  и  $\Delta G$  он фиксируется фрагментарно зонами градиентов и линиями нарушения корреляции физических полей. По геологическим признакам эти направления подчеркивают изрезанный фестончатый характер границы нижнекаменноугольных отложений, обусловленный палеоэрозионными врезами, палеоуступами и перегибами.

Широтные МПЗ отражают, вероятно, перегибы поверхности (узкие ступени) фундамента. Они отмечаются на широте Бокситогорска и Любытино, где в осадочном чехле намечается формирование приразломных валообразных поднятий и флексур. Северо-восточные МПЗ выделены в районе Тихвина и Боровичей и являются границами морфоструктур I порядка. В дочетвертичном рельефе к ним приурочены фрагменты древних долин и палеуступы.

МПЗ, неоднократно активизированные в постсвекофенское время, также как и зоны скрытых глубинных разломов, нередко сопровождаются кольцевыми и овальными структурами, образованными системами полукольцевых активизированных разломов. Эти структуры являются предположительно поднятиями в фундаменте и осадочном чехле и представляют собой участки геологических неоднородностей коромантийного пространства, к которым, как правило, тяготеют поля кимберлитового магматизма.

К узлу пересечения субмеридиональной и северо-восточной МПЗ, где в осадочном чехле сформировано Бокситогорское локальное поднятие, приурочена кольцевая структура Бубровец, сложенная флюидолитами (флюидно-эксплозивная диатрема). К северо-западу от нее в зоне пересечения меридиональных и северо-западных нарушений фиксируется предполагаемая флюидно-эксплозивная диатрема Галично, которая в рельефе кристаллического фундамента выражена в виде отчетливого локального кольцевого понижения с амплитудой 200 м. Ряд локальных структур (Любытинская, Косуногорская, Валдайская и Едровская пологие поднятия) по данным бурения при проведении геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000 70-х – 80-х гг. выделен в осадочном чехле в Тихвинско-Любытинском блоке. По результатам дешифрирования МАКС эти структуры определяются по скоплению кольцевых и полукольцевых линеаментов и находят отражение в особенностях морфологии ландшафта. Их площадь достигает 100 кв. км, амплитуда поднятия составляет 10-40 м. Эти структуры, как правило, асимметричны и вытянуты параллельно зонам разрывных нарушений. Подтверждением наличия их в осадочном чехле является рельеф довизейской поверхности.

На протяжении квартера земная кора изученной территории испытывала также ряд сменявших друг друга циклов тектонических движений – погружений (периоды ледниковий) и поднятий (межледниковья). Интенсивная активизация тектонических движений отмечается в голоцене, отразившаяся в региональном подъеме территории, формировании современных рек и в то же время меньшей степенью дифференциации структурного плана голоцена по отношению к структурному плану деформаций предшествующей части неотектонического этапа. По морфоструктурному анализу современного рельефа и комплексу морфометрических построений на изученной площади выделены области с различным режимом движений: интенсивно поднимающиеся, умеренно поднимающиеся, относительно опущенные и области с дифференцированным характером движений. Преобладает восходящий характер движений в голоцене. На северо-востоке рассматриваемой территории сформировалось Тихвинско-Пашское поднятие, в центральной части – Шереховецкое поднятие, объединяющего Любытинское и Бокситогорское, на юге площади – лист О-36-XVI Окуловское, Боровичское и Осташковское поднятия. Выявленные поднятия в большинстве своем являются унаследованными (развиваются унаследованно) от структур осадочного чехла. На составленных картах выделены также зоны сочленения морфоструктур – зоны активизированных и проницаемых разломов, приразломные депрессии (неотектонические грабены), кольцевые структуры и т. д.

Результаты проведенных исследований показывают, что шлихоминералогические данные выглядят достаточно противоречиво с точки зрения регионального контроля размещения современных аллювиальных шлиховых ореолов на склонах поднятий. Однако следует учесть ряд факторов при интерпретации шлихоминералогических данных. 1). Построение указанных карт и схем Тихвинско-Боровичской зоны проводилось в масштабе 1: 100000 – 1: 200000, которые отражают весьма детальный – крупный план морфоструктур. 2). Практически все выделенные поднятия различной степени интенсивности, за исключением Шереховичского, представляют краевые свои части; апикальные части этих структур расположены за пределами территории изученных листов. 3). Морфоструктуры дочетвертичной поверхности имеют ступенчатый характер и контроль ореолов минералов индикаторов алмазов (МИА) для данного цикла движений зависит от степени дифференцированности подвижек - относительных поднятий и опусканий. 4). Характер унаследованности развития структур различных эрозионных срезов.

При рассмотрении локальных особенностей морфоструктурного плана по циклам развития неотектонического этапа (олигоцен – неогеновый, голоценовый) с учетом палеозойских деформаций, а именно при оценке структурных связей объектов разных эрозионных срезов по вертикали выделяются участки унасле-

дованных устойчивых поднятий. Ореолы МИА в большинстве случаев обрамляют эти участки. Например, определенный интерес представляет ореол МИА предположительно ближнего сноса (класс износа 0-1), располагающийся вокруг южной части локального Любытинского поднятия в пределах северо-восточного ограничения долгоживущей Любытинской зоны разломов фундамента северо-западного простирания. Также интересен сопряженный с ним ореол на склонах Окуловского поднятия – приподнятый в олигоцен-неогеновое время блок с диадремой Каево. Расположение шлихопроявлений северного Тихвинско-Пашского района определяются дифференцированным характером движений на протяжении неотектонического этапа движений. Данный участок в олигоцен - неогене испытывал относительные блоковые поднятия и опускания. Ореолы МИА приурочены здесь к склонам приподнятых блоков и опущенному грабенообразному блоку. Однако в голоцене эта территория испытала умеренное поднятие, происходил интенсивный врез речных долин, формирование аллювия и все ореолы МИА оказались расположенными в пределах Тихвинско-Пашского современного поднятия.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Можаяев Б.Н. Новейшая тектоника северо-запада Русской равнины. – Л., 1973. – 232 с.
2. Ядута В.А. Новейшая тектоника Санкт-Петербурга и Ленинградской области // Минерал. – 2006 – №1 (5). – С. 28-35.

### СРЕДНЕГОЛОЦЕНОВАЯ ФАУНА МЕЛКИХ ПОЗВОНОЧНЫХ ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ КАЗЫРБАК (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Яковлев А.Г.<sup>1</sup>, Яковлева Т.И.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, a\_jakovlev@mail.ru

<sup>2</sup> Башкирский государственный педагогический университет им. Акмуллы, Уфа

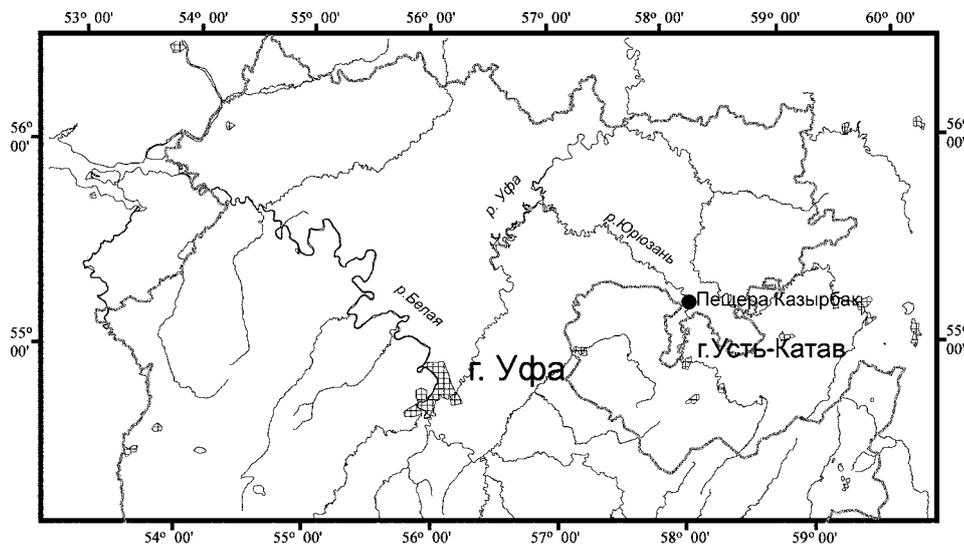
### MIDDLE HOLOCENE FAUNA OF SMALL VERTEBRATES FROM LOCALITIES KAZIRBAKH (SOUTHERN URALS)

Yakovlev A.G.<sup>1</sup>, Yakovleva T.I.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geology of the Ufimian scientific centre, RAS, Ufa

<sup>2</sup> Bashkir State Pedagogical University, named by M.Akmula, Ufa

Коллекция костных остатков мелких позвоночных из местонахождения Казырбак была собрана в 1972-73 гг. В.П. Суховым [1]. Им были определены до вида или рода мелкие млекопитающие и до классов земноводные и пресмыкающиеся. В настоящее время коллекция костных остатков из местонахождения хранится в лаборатории геологии кайнозоя ИГ УНЦ РАН.



Расположение местонахождения Казырбак.

Таблица 1. Таксономический состав земноводных и пресмыкающихся из местонахождения Казырбак

Таксоны	0-0,2 м	> 0,2 м	0,2-1 м	1 м	1,3 м
Земноводные					
<i>Rana cf. arvalis</i>	2				
<i>Rana cf. ridibunda</i>		1			
Anura indet.	2				
Пресмыкающиеся					
<i>Anguis fragilis</i>	9	2		74	157
<i>Zootoca vivipara</i>	1			1	
<i>Coronella austriaca</i>	181	7		1	
<i>Coronella cf. austriaca</i>					7
Colubrinae indet.		1			5
<i>Natrix natrix</i>	650	157	10	96	203
<i>Natrix cf. tessellata</i>	4	12		3	4
<i>Natrix</i> sp.	477	21		36	251
Natricinae indet.	37				
<i>Vipera berus</i>	51	12		1	
<i>Vipera ursinii</i>		5			
<i>Vipera cf. ursinii</i>	3				
<i>Vipera</i> sp.	46			2	59
Serpentes indet.	241			23	70
Всего остатков:	1704	218	10	237	756

Таблица 2. Таксономический состав мелких млекопитающих из местонахождения Казырбак

Таксоны	0-0,2 м	> 0,2 м	0,2-1 м	1 м	1,3 м
Chiroptera	6		1		
<i>Talpa europaea</i>	2				
<i>Sorex</i> sp.	2	3	1	1	1
<i>Crocidura</i> sp.	6	6	15	2	
<i>Desmana</i> sp.			3		
<i>Lepus timidus</i>	2	1			
<i>Ochotona</i> sp.	2		1		
<i>Sicista</i> sp.	14	12	2		
<i>Apodemus uralensis</i>	1				
<i>A. ex gr. uralensis-agrarius</i>	1	2	3	1	
<i>Allocricetulus eversmanni</i>				1	
<i>Cricetus cricetus</i>	47	50	7	3	
<i>Clethrionomys rufocanus</i>			1		
<i>Cl. ex gr. glareolus-rutilus</i>	14	4	6	2	
<i>Lagurus lagurus</i>	1	3	1	2	
<i>Arvicola terrestris</i>	79		64	1	
<i>Microtus gregalis</i>	3	5	2	1	1
<i>M.oeconomus</i>	1	1	5		1
<i>M.agrestis</i>		1	6		
<i>M.arvalis</i>	6	1			
<i>M. sp.</i>	36	17	1	1	
Всего остатков:	210	106	119	15	3

Местонахождение находится в пещере на правом крутом скальном берегу р. Юрюзань около дер. Казырбак, в 3 км на северо-восток от районного центра п. Малояз (Салаватский район Республики Башкортостан). Вход в пещеру расположен на высоте 30 м над уровнем воды. Ширина входа 3 м, высота 2,5 м и длина пещеры около 10 м. Поверхность пола пещеры покрыта щебнем и глыбами известняка. До В.П. Сухова в пещере проводили раскопки археологи (Г.Н. Матюшин).

Костные остатки мелких позвоночных были собраны из отложений, вскрытых шурфом глубиной 1,3 м. Шурф был расположен в пещере в 2 м от входа. Отложения в пещере представлены щебнем и глыбами известняка. В основании шурфа был вскрыт плотно сгруженный щебень. На глубине от 0 до 0,5 м отмечено значительное количество костных остатков, в интервале от 0,5 м до 1 м – костей немногого, но есть скопления костей ящериц и змей; от 1 м до 1,25 м были встречены «исключительно кости змей и ящериц». Глубже лежал горизонт с костями крупных млекопитающих [1].

Весь костный материал, который имел этикетаж с указанием глубины или интервала опробования, включая не разобранный, был просмотрен, отобран и определен Т.И. Яковлевой (земноводные и пресмыкающиеся) и А.Г. Яковлевым (мелкие млекопитающие).

Определения костных остатков земноводных и пресмыкающихся из местонахождения Казырбак показаны в таблице 1.

Местонахождение характеризуется значительной концентрацией костей пресмыкающихся. Костные остатки накапливались в результате жизнедеятельности хищных птиц и млекопитающих и, вероятно, часть костей оказалась в отложениях из-за гибели змей на зимовке (скопления костей).

Сохранность костей хорошая: есть кости черепа пресмыкающихся, у позвонков змей часто сохраняются гипапофизы, пре- и постзипапофизальные отростки. Преобладает коричневая окраска костей, кроме горизонта 0-0,2 м, в котором преобладают желто-коричневые кости, а на глубине 1,3 м часть костей имеет кальцитовый налет.

В настоящее время северные границы ареалов таких видов, как степная гадюка и водяной уж проходят значительно южнее по южной оконечности Урала в горнолесостепном и горностепной поясах и в степной зоне. Остальные выявленные виды характерны для современной фауны земноводных и пресмыкающихся долины р. Юрюзань. Наличие в герпетофауне водяного ужа и степной гадюки указывает на ее относительную древность [2].

Результаты определений костных остатков мелких млекопитающих приведены в таблице 2. Сохранность костных остатков мелких млекопитающих относительно хорошая – много челюстей с зубами. В коллекционном материале преобладают кости имеющие светло-коричневую окраску.

По видовому составу, выявленному из разных интервалов раскопа, можно предположить, что накопление костных остатков происходило со среднего и до позднего голоцена. На среднеголоценовый возраст указывают остатки белозубок, выхухоли, пищухи, хомячка Эверсмманна, степной пеструшки и узкочерепной полевки, характерных для степных местообитаний. Остатки этих видов не многочисленны, но присутствуют во всей толще отложений пещеры. В отличие от более южных среднеголоценовых фаун [3] доля этих видов в местонахождении Казырбак не велика. Наиболее многочисленны кости обыкновенного хомяка и водяной полевки, но они концентрируются в верхней части отложений. Можно предположить, что эта часть отложений была значительно нарушена в результате археологических раскопок и кости этих двух видов попали в отложения с поверхности и имеют позднеголоценовый возраст. Наиболее вероятно, что фауна мелких млекопитающих из пещеры Казырбак среднеголоценовая.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Сухов В.П. Позднеплейстоценовые и голоценовые мелкие позвоночные из пещер западного склона Южного Урала // К истории позднего плейстоцена и голоцена Южного Урала и Предуралья. – Уфа: БФ АН СССР, 1978. – С. 64-85.
2. Яковлева Т.И. Ретроспективная характеристика голоценовых сообществ земноводных и пресмыкающихся западного макросклона Южного Урала. Автореф. дис...канд. биол. наук. – Тольятти, 2009. – 19 с.
3. Яковлев А.Г. Мелкие млекопитающие позднего неоплейстоцена и голоцена Южноуральского региона // Геологический сборник / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. – № 8. – С. 54-59.

## КОРРЕЛЯЦИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА КАСПИЙСКОГО МОРЯ И РУССКОЙ РАВНИНЫ

Янина Т.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
Москва, paleo@inbox.ru

## CORRELATION OF THE LATE PLEISTOCENE PALEOEVENTS IN THE CASPIAN SEA AND RUSSIAN PLAIN

Yanina T.A.

Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow

К настоящему времени единого мнения о сопоставлении палеогеографических событий в Каспии с оледенениями и межледниковьями Русской равнины нет. Как нет и единства во взглядах на событийные схемы этих регионов в плейстоцене. В данной работе даны представления автора о палеогеографическом развитии Каспийского моря в позднем плейстоцене и о его связи и синхронизации с ледниково-межледниковыми событиями на Русской равнине. События позднего плейстоцена в Каспии реконструированы на основе биостратиграфического анализа и сопряженного метода изучения новейших отложений региона [31]. Материалы о событиях позднего плейстоцена на Русской равнине взяты из литературных источников.

Событийная схема позднего плейстоцена Каспия включает позднехазарскую (позднехазарская и гирканская трансгрессивные стадии) и хвалынскую (раннехвалынская и позднехвалынская трансгрессивные стадии) трансгрессивные эпохи, разделенные ательской регрессией. Позднеплейстоценовая история Русской равнины представлена микулинской межледниковой и валдайской (ранневалдайская и поздневалдайская стадии) ледниковой эпохами.

Позднехазарская *трансгрессия* развивалась двумя стадиями, разделенными регрессией. Уровень раннего позднехазарского бассейна не превышал -10 м. Малакофауна представлена фаунистическим комплексом, основу которого составляют крассоидные дидакны. Часто встречающийся гигантизм раковин и высокая карбонатность осадков свидетельствуют о теплом климате эпохи. Это подтверждается данными палинологии [1, 32]. Бассейн не имел связи с Эвксином. О последовавшей регрессивной стадии свидетельствуют перерывы в морском осадконакоплении [22, 23, 25, 27], прямых данных, указывающих на масштаб позднехазарской регрессивной фазы, нет. Отложения второй трансгрессивной стадии отмечены в Дагестане [25] и на Краснодарском полуострове [27]. В составе малакофауны здесь также господствовали крассоидные дидакны. В северо-западной области Каспийского региона бассейн был сильно опреснен (гирканская трансгрессия, согласно [13, 22]). Широкое распространение *Corbicula fluminalis* доказывает тепловодный характер водоема. Воды гирканского бассейна образовывали залив в Маньчской долине, куда со стороны Азово-Черноморского бассейна глубоко проникала карангатская трансгрессия. Сложное соотношение гирканских и карангатских отложений в долине Маньча [22] доказывает одновременность этих событий. Согласно урано-иониевым датировкам, возраст позднехазарского этапа – 114-76 тыс. л. [23]; 115-81 тыс. л. [3], 122-91 тыс. л. [29]. По результатам ЭПР датирования – от 140 до 85 тыс. л. [6, 7]. Как результаты датирования, так и наши представления о палеогеографии позднехазарской трансгрессивной эпохи, свидетельствуют о ее большем временном объеме, чем это принято исследователями [28].

Начало позднего плейстоцена на Русской равнине характеризовалось микулинской *межледниковой* эпохой, о возрастных границах и длительности которой единого мнения нет. Возраст межледниковья оценивается интервалом 100-70 тыс. л. [16], 128-116 тыс. л. [2], 140-100 тыс. л. [12]; 140-70 тыс. л. [6]. По мнению многих исследователей межледниковье было непродолжительным, сопоставимым с изотопной подстадией 5е. Согласно исследованиям [6, 7], изотопной подстадии 5е отвечает лишь первый их трех термических максимумов межледниковья. Внутри межледниковья зафиксированы также два эндотермала [5]. Реконструкция палеогеографических событий в Каспийском регионе, согласно которой в межледниковую эпоху начала позднего плейстоцена здесь развивалась «малая» позднехазарская трансгрессия, охватывающая временной интервал всей изотопной стадии 5, отвечает представлениям Н.С. Болиховской и А.Н. Молодькова о палеогеографии микулинского межледниковья. Двум установленным ими эндотермалам в структуре межледниковья, охарактеризованным понижением температур и увеличением увлажненности, соответствуют две трансгрессивные стадии Каспия.

Конец хазарского этапа развития Каспия ознаменовался глубокой ательской регрессией, во время максимума которой уровень опустился до -140 м [18]. В Нижнем Поволжье в основании регрессивной толщи залегают ахтубинские отложения, отнесенные [14] к перигляциальной формации. Клинья и морозобойные трещины в основании ахтубинских песков, сингенетичные им, являются ярким свидетельством суровых климатических условий и мерзлоты. Это подтверждается материалами палинологического анализа [15, 19]. Ахтубинские осадки согласно перекрываются ательскими супесчано-суглинистыми отложениями (мощностью до 20 м) различного генезиса, образовавшимися в континентальных условиях в Прикаспии. Иногда в них встречаются раковины моллюсков как пресноводной, так и наземной экологической группы, имеющие угнетенный облик.

Встречаются костные остатки млекопитающих верхнепалеолитического фаунистического комплекса. Получены тундрово-степные и таежные спорово-пыльцевые спектры [15, 19]. Ательская толща осложнена горизонтами (до четырех) в разной степени выраженных погребенных почв, что свидетельствует о неоднократной смене климатических условий в регионе в сторону смягчения. К концу ательской эпохи климат стал теплее, господство получили степные и лесостепные ландшафты. Судя по большой мощности отложений, наличию в них горизонтов ископаемых почв, континентальный перерыв на территории Северного Прикаспия был длительный и многофазный. Его началом является отступление с территории позднехазарского (гирканского) бассейна, что произошло, по-видимому, позже 76 тыс. лет назад. Радиоуглеродная датировка регрессивных осадков, вскрытых скважиной [24], составляет  $34640 \pm 1000$  лет (ЛУ-5951), калиброванный возраст  $40230 \pm 1070$  лет назад.

Представления исследователей о валдайской ледниковой эпохе также различны. Эпоха отличалась преимущественно холодным и континентальным климатом, а также сложной внутренней структурой. Вопрос о количестве оледенений на Русской равнине и их размерах – предмет дискуссий. Большинство исследователей склоняется к точке зрения об отсутствии (или крайней незначительности) ледникового покрова в раннем валдае. Согласно палинологическим исследованиям [5, 7], внутри валдайского ледникового климатического ритма реконструированы несколько интерстадиальных и стадиальных этапов. Начиная со второго ранневалдайского похолодания центр Русской равнины занимали разнообразные типы перигляциальных ландшафтов [5]. Очевидно, с приближением к максимуму ранневалдайского похолодания трансгрессивное развитие Каспия сменилось ательской регрессией, достигшей наинизших отметок в пик похолодания, в условиях холодного и сухого климата. Неоднородность климатических условий, выразившаяся чередованием стадиалов и интерстадиалов, в ательских отложениях отразилась развитием (довольно слабым) четырех горизонтов ископаемых почв.

Ательская регрессия сменилась двухстадийной хвалынской *трансгрессией*. Уровень раннехвалынской стадии достигал абсолютных отметок 48-50 м. Бассейн заселила сравнительно бедная фауна, в основном составе которой нет крассоидных дидакн; наиболее часто встречались *Didacna parallella*, *D. protracta*, *D. ebersini*. Отличают ее тонкостворчатые раковины, часто небольших размеров, что, по-видимому, свидетельствует о низких температурах бассейна. Это подтверждается палинологическими материалами [1, 32]. Практически всеми исследователями признается факт существования стадиальных береговых линий в эпоху раннехвалынского бассейна. На основе анализа строения нижнехвалынских отложений Северного Прикаспия Ю.М. Васильевым [8] сделан вывод о существовании двух раннехвалынских трансгрессий, разделенных регрессией, названной им эльтонской. Анализ керн скважины, пробуренной в Северном Каспии [24], показал, что в нижнехвалынских отложениях зафиксировано пять трансгрессивно-регрессивных фаз, что подтверждает сложность развития раннехвалынской трансгрессивной стадии.

Возраст раннехвалынской эпохи остается предметом дискуссий. Автор также участвовала в дискуссии, отстаивая «молодой» возраст хвалыни [25]. В последние годы появились новые данные о возрасте хвалынской трансгрессии [4, 24, 33], свидетельствующие о начальных этапах трансгрессивной тенденции около 35 тыс. лет назад, т. е. во второй половине валдайского межстадила. Эпоха максимума поздневалдайского оледенения, датированная 24-17 тыс. лет назад [20], отличалась очень холодным и сухим климатом, наиболее суровым климатом плейстоцена [10]. Такие климатические условия с очевидностью привели водный баланс бассейна Каспия к его отрицательному состоянию, вызвавшему снижение уровня. Анализ положения датированных отложений побережья показал, что, к сожалению, в настоящее время нет радиоуглеродных датировок максимальной стадии трансгрессии. Их большая часть относится к стадиальному уровню около 22 м, определяя его возраст (калиброванный) в 15-14 тыс. лет назад. Это была эпоха начала деградации поздневалдайского оледенения, охарактеризованная значительным обводнением рек Русской равнины и усилением их стока в Каспий [21]. Литологическими особенностями нижнехвалынских отложений являются шоколадные глины. Согласно представлениям А.И. Москвитина [19] их накопление обусловлено обильным поступлением тонкого взвешенного материала с суши в перигляциальных условиях. Отсутствие в шоколадных глинах малакофауны, очевидно, свидетельствует о высокой мутности водоема.

Конец раннехвалынского времени ознаменовался енотаевской *регрессией*, уровень которой оценивается от -43 м [23] до -110 м [18]. На побережьях Каспия отмечаются многочисленные следы перерывов в морском осадконакоплении [25]. Согласно пыльцевым данным [26] это была эпоха сухого прохладного климата. Ей, предположительно, может отвечать средний дриас Русской равнины, характеризовавшийся засушливыми и холодными условиями.

Уровень позднехвалынской трансгрессивной стадии поднимался до 0 м. Состав дидакн отличался от раннехвалынского господством *D. praetrigonoides*. Относительное обилие моллюсков в бассейне, крупные более массивные их раковины, по-видимому, объясняются более благоприятными условиями для их жизни, в частности, более высокой температурой воды. Данные спорово-пыльцевого анализа [1, 30] свидетельствуют об общем потеплении в регионе. Регрессивная тенденция началась на фоне увеличения сухости в регионе [1]. Падение уровня позднехвалынского бассейна завершилось мангышлакской регрессией, произошедшей, по-видимому, в бореальный период голоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 10-05-00251 и 11-05-00093).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамова Т.А. Реконструкция палеогеографических условий эпох четвертичных трансгрессий и регрессий Каспийского моря (по данным палеоботанических исследований). Автореф. диссерт. канд. геогр. наук. – М.: МГУ, 1974. – 24 с.
2. Арсланов Х.А. Геохронологическая шкала позднего плейстоцена Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. – М.: Наука, 1992. – С. 133-137.
3. Арсланов Х.А., Локшин Н.В., Мамедов А.В. и др. О возрасте хазарских, хвалынских и новокаспийских отложений Каспийского моря // Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода. – 1988. – № 57. – С. 28 - 38.
4. Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В. и др. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2004. – Т. 12. – № 1. – С. 114-124.
5. Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 270 с.
6. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Корреляция лессово-почвенной формации и морских отложений Северной Евразии // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. – М.: МГУ, 2000. – С. 149-178.
7. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Периодизация, корреляция и абсолютный возраст теплых и холодных эпох последних 200 тысяч лет // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. – М.: Географический ф-т МГУ, 2008. – С. 45-64.
8. Васильев Ю.М. Антропоген Южного Заволжья. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 128 с.
10. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. – М.: Наука, 1973. – 256 с.
11. Величко А.А. Глобальные изменения климата и реакция ландшафтной оболочки // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. – 1991. – № 5. – С. 5-22.
12. Величко А.А., Ахлестина Е.Ф., Борисова О.К. и др. Эоплейстоцен и плейстоцен // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. – М.: ГЕОС, 1999. – С. 58-76.
13. Горещкий Г.И. О гирканском этапе в истории Прикаспия // Новости нефтяной техники – 1957 – № 6.
14. Горещкий Г.И. О перигляциальной формации // Бюлл. Ком. по изуч. четверт. пер. – М., 1958. – № 22.
15. Гричук В.П. Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и плиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности // Матер. по геоморфол. и палеогеограф. СССР. Вып. 11. – М.: Изд-во АН СССР, 1954. – С. 5-79.
16. Заррина Е.П., Краснов И.И. Детальная хроностратиграфическая шкала позднего плейстоцена в европейской части СССР // Сов. геология. – 1983. – № 6. – С. 52-60.
17. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И., Свиточ А.А. Четвертичная история Каспийского моря по данным абсолютной геохронологии // История озер и внутренних морей аридной зоны. – Л., 1975. – С. 21-24.
18. Маев Е.Г. Регрессии Каспийского моря (их место в четвертичной истории Каспия и роль в формировании рельефа дна) // Геоморфология. – 1994. – С. 94-101.
19. Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Труды Геолог. ин-та АН СССР. – Вып. 64. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 263 с.
20. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. – М.: ГЕОС, 2009. – 120 с.
21. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Борисова О.К. Флювиальные процессы и речной сток на Русской равнине в конце поздневалдайской эпохи // Горизонты географии. К 100-летию К.К. Маркова. – М.: Географический ф-т МГУ, 2005. – С. 114-127.
22. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. – М.: Наука, 1983. – 216 с.
23. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. – М.: МГУ, 1997. – 267 с.
24. Свиточ А.А., Арсланов Х.А., Большаков В.А., Янина Т.А. Материалы изучения ядра скважины 1 в Северном Каспии // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. – М.: Географический ф-т МГУ, 2008. – С. 128-143.
25. Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. – М.: РАСХН, 1997. – 267 с.
26. Сорокин В.М., Куприн П.Н., Чернышева М.Б. Сравнительная позднечетвертичная палеогеография Черного и Каспийского морей // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. Ч. 1. – М.: МГУ, 1983. – С. 42-52.
27. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды Геологич. ин-та АН СССР. Вып. 10. – 1957. – 308 с.
28. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. – М.: Наука, 1978. – 165 с.
29. Шкатова В.К., Арсланов Х.А., Шадрухин А.В., Шлюков А.И. Стратиграфия хвалынских и хазарских отложений нижнего течения р. Волги и их возраст по радиоизотопным данным // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1991. – № 59. – С. 110-121.



30. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И. и др. Плейстоцен нижнего течения р. Урал. – Уфа: БФАН СССР, 1986. – 135 с.

31. Arslanov Kh.A., Yanina T.A. Radiocarbon age of the Khvalynian Manych passage // Black Sea – Mediterranean corridor during last 30 ky: sea level change and human adaptation. – Bukharest: EcoGeoMar. – 2008. – P. 10-13.

## ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ХВАЛЫНСКИХ БАСЕЙНОВ КАСПИЯ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МАЛАКОФАУНИСТИЧЕСКОГО И МИКРОФАУНИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗОВ)

Янина Т.А., Дмитриева А.В.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
Москва, paleo@inbox.ru

## PALEOECOLOGY OF THE CASPIAN KHVALYNIAN BASINS (ON THE BASE OF MALACOFUNA AND MICROFAUNA DATA)

Yanina T.A., Dmitrieva A.V.

Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow

Малакофаунистический и микрофаунистический анализы хвалынских отложений Каспийского региона, дополненные результатами их комплексного (сопряженного) изучения, позволили реконструировать палеоэкологию хвалынских бассейнов.

Хвалынская малакофауна Каспийского региона включает 14 видов дидакн, два из которых представлены подвидами, многочисленные моллюски родов *Monodacna*, *Adacna*, *Hypanis*, *Dreissena*. Среди дидакн 7 видов – *Didacna subcatillus*, *D. vulgaris*, *D. pallasi*, *D. delenda*, *D. umbonata*, *D. cristata*, *D. zhukovi* – входят в состав и более древних фаун. Три вида из шести перечисленных – *D. vulgaris*, *D. pallasi* и *D. umbonata* – встречаются среди хвалынских дидакн редко, и лишь в восточных районах Каспия. Вид *D. subcatillus*, распространяясь по всему региону в небольших количествах, в составе фауны имеет подчиненное значение. Виды *D. cristata* и *D. zhukovi* получили широкое распространение в хвалынской фауне восточных районов Каспия. Корни хвалынской малакофауны прослежены в гирканском позднехазарском комплексе северо-западной области Каспия: это *Didacna cf. parallella* и *D. cf. protracta*, дальнейшее широкое развитие которых в хвалынскую эпоху определило облик фауны в целом. Впервые для Каспия в составе хвалынской фауны появляется *Didacna ebersini*, являющаяся для нее руководящим видом, а также *D. praetrigonoides*, который, наряду с *Didacna parallella* и *D. protracta*, выделяется в качестве характерного для фауны вида. Виды *D. trigonoides*, *D. crassa*, *D. pyramidata* также впервые появляются в составе хвалынской фауны, однако, они встречаются очень редко на завершающем этапе ее развития. Хвалынская малакофауна отличается бедностью видового состава. В нем нет крассоидных дидакн, господствуют катиллоидные и тригоноидные формы.

Хвалынская малакофауна представлена двумя разновозрастными комплексами – раннехвалынским и позднехвалынским. В раннехвалынском комплексе руководящим видом является *Didacna ebersini*; в качестве характерных видов мы выделяем *Didacna parallella*, *D. protracta*, *D. cristata*, *D. zhukovi*. Для позднехвалынского комплекса характерным видом является *D. praetrigonoides*. Представители раннехвалынского комплекса отличаются малорослостью и тонкими створками раковин. Пратригоноидные дидакны, господствующие в позднехвалынском комплексе, хотя и не отличаются массивностью створок, часто достигают очень больших для дидакн размеров, чем в целом придают больший «удельный вес» комплексу. Позднехвалынский комплекс отличается и большей встречаемостью, часто массовой, своих представителей в отложениях бассейна; раннехвалынские дидакны встречаются в осадках гораздо реже.

В распределении характерных видов раннехвалынского комплекса по площади Каспийского региона выявляется особенность: *D. parallella* широко распространены в западных областях региона и менее всего развиты в его восточных областях. В восточных же областях значительно распространение *D. cristata* и *D. zhukovi*, совсем не отмеченных в западных районах Каспия. Виды *D. protracta* и *D. ebersini* приурочены в основном к территории Северного Каспия. Здесь же отмечена и широкая изменчивость видов, приведшая к появлению новых подвидов – *D. protracta submedia* и *D. parallella borealis*. Таким образом, выделенные для раннехвалынского комплекса характерные виды имеют это значение каждый для отдельного сектора региона (показательные виды). Эти особенности, вызванные различием природной обстановки, привели к выделению территориальных ассоциаций раннехвалынского комплекса [9].

Ю.М. Васильевым [2] выделены осадки трех хвалынских трансгрессий: раннехвалынской – до 50 м абс. высоты, среднехвалынской – до 25 м и позднехвалынской – до 0 м. Г.И. Горецким [6] это выделение было наполнено палеонтологическим содержанием: среднехвалынские шоколадные глины содержат виды, перенося-

щие наибольшее опреснение. Наши материалы свидетельствуют о том, что выделение в составе хвалынской фауны трех или более комплексов фаунистически не обосновано. Анализ малакофаунистического материала, заключенного в нижнехвалыньских осадках Нижней Волги [8, 9], показал, что действительно в песчаных прослоях, залегающих в основании некоторых разрезов (Копановка, Соленое Займище, Цаган-Аман, Ленино, Енотаевка) содержатся многочисленные раковины слабо солоноватоводных видов. Близкие тафоценозы, включающие *Didacna ebersini*, заключены в песчаных прослоях внутри шоколадных глин, обычно в их нижней части (разрезы Цаган-Аман, Копановка, Енотаевка). В то же время в песчаных слоях в основании других разрезов (Черный Яр) залегают раковины иного видового состава – *Didacna protracta*, *Dreissena rostriformis distincta*. При этом шоколадные глины вообще не содержат малакофаунистических остатков, все раковины находятся в песчаных или супесчаных прослоях внутри них. Эти прослои содержат самые разные в таксономическом отношении ценозы: в одних преобладают *Didacna protracta*, совместно с которыми обычно распространены *Dreissena rostriformis distincta*, в других – *Didacna ebersini* и слабо солоноватоводные виды. Следует отметить, что среди фаунистических группировок, заключенных в песчаных прослоях внутри толщи шоколадных глин, отмечается закономерность: обычно прослои в основании толщи содержат тригоноидные дидакны с обилием слабо солоноватоводных видов (мелководный опресненный ценоз); прослои же, находящиеся в средней части толщи глин, обогащены представителями относительно глубоководного и солонолюбивого ценоза (*Didacna protracta protracta*, *D. protracta media*, *Dreissena rostriformis distincta*). В верхних песчаных прослоях вновь наблюдается появление мелководных, выносящих значительное опреснение, малакофаунистических сообществ.

Состав малакофауны свидетельствует о солености в целом для бассейна более низкой, нежели в более древних плейстоценовых бассейнах. Однако распределение солености по площади бассейна и ее ход во времени в его различных природных областях были различными. Об этом свидетельствует и разнообразие раннехвалыньских малакофаунистических ассоциаций. Распространение *D. protracta* и *D. ebersini* приурочено в основном к территории Северного Каспия. Судя по нынешнему распространению *D. protracta*, этот вид предпочитает относительно холодные воды, обитая как на мелководье, так и на приглубых участках дна у восточных берегов Среднего Каспия. Вероятно, аналогичные условия существовали на основной акватории Северного Каспия, где соленость превышала современную на 3-4%. Его периферию освоил другой вид дидакн – *D. ebersini*, судя по его маленьким размерам и тонкостенности, сумевший приспособиться к самым опресненным (6-7%) и холодноводным районам Северного Каспия. Катиллоидные формы приспособлены к плохой аэрации среды, ибо именно они осваивали илистые грунты в бассейнах. Отсутствие в шоколадных глинах малакофауны, очевидно, свидетельствует о высокой мутности водоема.

Установленные для Северного Прикаспия сообщества, отражающие определенные этапы в развитии трансгрессивных фаз, подтверждают эту закономерность: на начальных этапах трансгрессии распространение *D. ebersini*, при ее максимуме – *D. protracta* и *D. parallella*, при спаде вод – вновь *D. ebersini*. Результаты малакофаунистического анализа находятся в согласии с микрофаунистическими данными: в низах хвалыньских отложений распространены солоноватоводные и пресноводные остракоды, а в их средней части – только солоноватоводные [7]. В осадках максимального распространения раннехвалыньской трансгрессии определен комплекс остракод, близкий по составу к современному, выше по разрезу количество пресноводных видов увеличивается.

Вид *D. parallella* был распространен в сравнительно приглубых западных предгорных районах на хорошо аэрируемых песчаных грунтах. Заметная тонкостенность раковин, по-видимому, также свидетельствует о пониженной солености воды (около 11‰) и их более низких температурах по сравнению с древними бассейнами и нынешним Каспием. На глинистом субстрате появлялись *D. subcatillus*, что еще раз подтверждает приспособленность катиллоидных форм к обитанию на мягких грунтах в неблагоприятном кислородном режиме. Господство в восточных районах Каспия *D. cristata* и *D. zhukovi* приурочено к разным районам: вблизи дельты обитали *D. cristata*, на открытых площадях моря в удалении от дельты – *D. zhukovi*. Соленость была ниже современной – около 10-11‰.

В нижнехвалыньских отложениях Нижнего Поволжья распространены остракоды [7]: *Leptocythere pirsagatica*, *L. martha*, *L. quinquetuberculata*, *L. bacuana*, *L. ex gr. modesta*, *L. lunata*, *Caspiolla gracilis*, *Cyprideis caspiensis*, *Paracyprideis enucleata*, *Loxoconcha gibboida*, *L. bairdyi*, *L. endocarpa*, *L. ex gr. abundata*, *Limnocythere inopinata*. Присутствие лимноцифер свидетельствует о достаточно опресненной обстановке бассейна: согласно [12, 13], указанный вид обитает при солености 0,2-0,5‰ – 2-3‰. Особенностью его распространения в нижнехвалыньских отложениях Нижнего Поволжья является его более значительное присутствие в осадках в районе Волгограда, отвечающих окраинным водам Северного Каспия. К югу его количество убывает, свидетельствуя о повышении солености бассейна.

Фораминиферы раннехвалыньской эпохи отличались исключительным однообразием и доминантной ролью слабо солоноватоводных форм. Морфология фораминифер практически неотличима от голоценовых и современных. В.В. Янко [10] предполагает сильное опреснение раннехвалыньского моря (до 7‰), причем повсеместное. Наиболее опресненные условия она реконструирует для акватории Нижнего Поволжья.

Предполагаемые нами по габитусу малакофауны низкие температуры бассейна, увеличившиеся на завершающих этапах его развития, подтверждаются палинологическими материалами [1, 11]. К концу раннехвалынской эпохи климат стал более мягким.

Позднихвалынская трансгрессивная стадия в период своего максимального развития имела уровень около 0 м. Состав дидакн, расселившихся по площади бассейна, мало отличался от раннехвалынского. Основным отличием было господство *D. praetrigonoides*, в раннехвалынском бассейне занимавшего лишь незначительные биотопы. На последних этапах существования позднихвалынского моря в нем появляются редкие *D. trigonoides*, *D. crassa*, *D. pyramidata*. Параметры водной среды в позднихвалынском бассейне были, очевидно, более стабильны и однородны, чем в раннехвалынском. Во всех природных областях здесь широко расселились *Didacna praetrigonoides*, причем в Среднем и Южном Каспии наблюдалось господство этого вида; в Северном Каспии наряду с *D. praetrigonoides* существенную роль в биоценозах играли *D. parallella* (северо-западный сектор, придельтовые районы Волги и Урала), *D. protracta* (центральная часть Северного Каспия), *D. parallella* и *D. vulgaris* (северо-восточный сектор). По материалам К.Н. Глазуновой [5] на восточном шельфе Среднего Каспия на алевролитах и алевролитистых илах в позднихвалынское время обитали многочисленные формы *D. protracta protracta* и *Dreissena rostriformis distincta*, единичные *Hypanis plicatus*. В прибрежной зоне было развито сообщество с *Didacna praetrigonoides* и *D. subcatillus*. Соленость позднихвалынского бассейна в целом была несколько выше раннехвалынского – 11-12‰; в прибрежных районах Северного Каспия уменьшалась до 3-4‰.

Относительное обилие моллюсков в бассейне, по-видимому, объясняется более благоприятными условиями для их жизни, в частности, более высокой температурой воды по сравнению с раннехвалынским бассейном. Об этом свидетельствуют и крупные более массивные раковины позднихвалынских видов. Благоприятное влияние на жизнь моллюсков, видимо, оказывала хорошая вертикальная циркуляция вод. Бурые и желто-бурые цвета хвалынских отложений позволяют предположить существование обстановки, благоприятствующей окислению.

В верхнихвалынских отложениях присутствуют [7]: *Paracyprideis enucleata*, *Leptocythere virgata*, *L. quinquetuberculata*, *L. propinqua accurata*, *L. pirsagatica*, *L. bacuana*, *L. cellula*, *L. arevina*, *L. propinqua tuberculata*, *L. aff. argunica*, *Loxococoncha endocarpa*, *L. bairdyi*, *L. ex gr. immodulata*, *L. gibboida*, *L. lenta*, *Caspiolla gracilis*, *C. acronasuta*, *Bogatschovia bogatschovi triformis*, *Ilyocypris ex gr. bradyi*, *Cyprideis torosa*. Комплекс солоноватоводный, характеризующий бассейн с несколько более высокой соленостью, нежели раннехвалынский: например, *Cyprideis torosa* – мезогалинный вид, обитающий в условиях солености до 10‰. В северных районах бассейна отмечено присутствие *Limnocythere inopinata*, *L. postconcaeva*, *Prolimnocythere dorsotuberculata*, свидетельствующее о снижении солености бассейна при приближении к его северным границам. Состав фораминифер [10] говорит о более высокой солености, чем в раннехвалынском бассейне – о ее увеличении до 12-14‰. Повышение температуры воды косвенно подтверждается данными спорово-пыльцевого анализа [1, 3, 4, 11], свидетельствующими об общем потеплении в регионе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 10-05-00251 и 11-05-00093).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамова Т.А. Реконструкция палеогеографических условий эпох четвертичных трансгрессий и регрессий Каспийского моря (по данным палеоботанических исследований). Автореф. диссерт. канд. геогр. наук. – М.: МГУ, 1974. – 24 с.
2. Васильев Ю.М. Антропоген Южного Заволжья. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 128 с.
3. Вронский В.А. Результаты палинологических исследований донных осадков Среднего Каспия // Географические исследования на Северном Кавказе. – Ростов-на-Дону: Изд-во Рост. ун-та, 1974. – С. 109-112.
4. Вронский В.А. Маринопалинология южных морей. – Ростов-на-Дону: Изд-во Рост ун-та, 1976. – 200 с.
5. Глазунова К.Н. Стратиграфия и комплексы двустворчатых моллюсков верхнечетвертичных отложений восточного шельфа Среднего Каспия. Автореф. диссерт. – М.: МГУ, 1971. – 25 с.
6. Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. – М.: Наука, 1966. – 412 с.
7. Кармишина Г.И., Седайкин В.М. Анализ распределения остракод в плейстоценовых отложениях Нижнего Поволжья. – Саратов: Саратовский ун-т, 1978. – Вып. 3.
8. Менабде И.В., Свиточ А.А., Янина Т.А. Комплексы моллюсков и условия накопления хвалынских отложений Нижнего Поволжья // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. – М.: МГУ, 1991. – С. 122-128.
9. Янина Т.А. Дидакны Понто-Каспия. – Москва-Смоленск: Маджента, 2005. – 300 с.
10. Янко В.В. Четвертичные фораминиферы Понто-Каспия. Автореф. диссерт. – Одесса, 1989. – 48 с.
11. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И. и др. Плейстоцен нижнего течения р. Урал. – Уфа: БФАН СССР, 1986. – 135 с.
12. Neale J.W. Ostracods and palaeosalinity reconstruction // Ostracoda in the Earth Sciences (Eds P. De Deckker, J.-P. Colin, J.-P. Peyrouquet). – Amsterdam: Elsevier, 1988. – P. 125-155.
13. Puri H.S. Ecologic distribution of recent Ostracoda // Proceeding of Symposium on Crustacea. P. 1. – Marine Biol. Assoc. of India – Mandapam Camp, 1966. – P. 457-495.

## НАХОДКИ ИСКОПАЕМЫХ ОВЦЕБЫКОВ НА ТЕРРИТОРИИ ВОЛОГОДСКОЙ ОБЛАСТИ

Яшина О.В.

Музей природы, Череповец, *Aculina12@rambler.ru*

## THE FINDS FOSSIL MUSK-OX (*OVIPOS PALLANTIS*) ON THE VOLOGDA REGION

Yashina O.V.

*Museum of Nature, Cherepovets*

Задачи изучения четвертичной фауны тесно связаны с проблемами реконструкции позднеплейстоценовых оледенений северо-запада России. Настоящая работа представляет собой обобщение информации о находках ископаемых овцебыков на территории Вологодской и южной части Архангельской областей (рис. 1). Большая часть из них встречается в комплексе с мамонтом позднего типа, шерстистым носорогом, северным оленем и интересны, прежде всего, как индикаторы окружающей обстановки. Материалом послужили коллекции музеев области, публикации в местных краеведческих и академических изданиях.

Самые ранние сведения о находках костей ископаемых овцебыков на территории Вологодской области относятся к началу XX в. Это архивные материалы музеев. Первое упоминание в палеонтологических изданиях встречается в работе В. Громовой [2]. В ее статье приводится информация о пяти черепаках овцебыков из коллекций Череповецкого и Тотемского музеев. Несколько позже выходит работа В.А. Смирнова [7], который первым систематизировал все известные к тому времени сведения о позднеплейстоценовых крупных четвертичных млекопитающих северных областей Восточно-Европейской платформы. В настоящее время мы располагаем информацией о 19 находках *Ovibos pallantis* Н. Smith, 1827 из 10 местонахождений (рис. 1):

- четыре лобно-затылочные фрагмента, обнаруженные во время проведения гидротехнических работ в устье реки Ягорбы;
- два фрагмента черепов и два позвонка из карьера «Речная Сосновка» (Пришекснинский район);
- семь черепов различной сохранности из местонахождений в среднем течении р. Сухоны;
- череп с отмели р. Кокшеньги (д. Никулинская);
- два лобно-затылочных фрагмента с отмелей р. Вель (д. Ракульская, Архангельская обл.);
- лучевая кость из привезенного с р. Кама гравия.

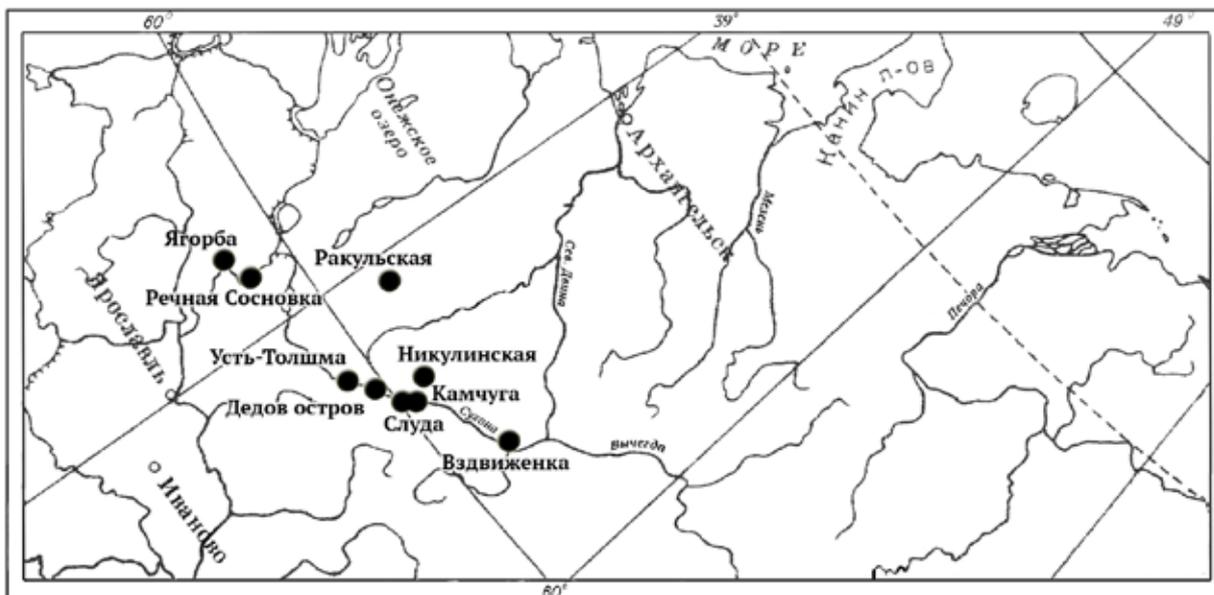


Рис. 1. Распространение ископаемых овцебыков на территории Вологодской области.

Наиболее детальное описание геологических условий существует только для находок из карьера «Речная Сосновка» (рис. 1). Карьер разрабатывался в 60-е годы 20-го столетия и был расположен в 50 км от г. Череповца на правом берегу реки Шексны. Географически он приурочен к Речно-Сосновской - Анисимовской грядам. Во время поисковых работ в одной из скважин, пробуренных на высоте 113 м, была вскрыта кровля средневалдайских озерных отложений, сверху бронированных флювиогляциальными песками, которые являлись продуктивной толщей для добычи песчано-гравийного материала и нередко содержали кости ископаемых животных [3].

Методами радиоуглеродного анализа из этого карьера были получены данные по двум этапам накопления костного материала:  $31600 \pm 1200$  лет назад (ГИН 8675, Москва) [10], что соответствует пограничным условиям между *большееюгским* потеплением и *высоковским* похолоданием, охарактеризованным опорными разрезами Высоково, Афанасово, Шадрино, Зауломское [5], во время которых отмечен переход от условий перигляциальной тундры с господством ксерофильных группировок к более благоприятным условиям, способствующим формированию березовых редколесий и позднее темнохвойных еловых лесов среднетаежного типа;  $36090 \pm 480$  лет назад (GrA-42984, Университета Гронинген, Нидерланды), что соответствует времени начала *афанасовского похолодания*, для которого были характерны березовые редколесья с кустарниковыми тундровыми формациями и участием перигляциальных элементов флоры. Не смотря на отсутствие точной стратиграфической привязки находок, имеющийся материал позволяет предположить, что именно на границах, разделяющих периоды похолоданий и потеплений среднего Валдая, на данной территории складывались условия, благоприятные для существования таких животных как мамонт, овцебык. Для костного материала из карьера «Речная Сосновка» характерны белесый цвет, легкость и хрупкость.

Сохранность находок из других местонахождений значительно лучше. Например, черепа из устья р. Ягорбы отличаются наибольшей «свежестью». Они были обнаружены при проведении гидротехнических работ на глубине 5,8-6,8 м в синей иловатой глине, в одном слое с костями мамонта, лося, северного и благородного оленя, а также неолитическими орудиями труда [1, 8].

Было проведено сравнение материала из местонахождений Вологодской области с данными, представленными в работах В.П. Громовой [2] и А.В. Шера [9], А.Н. Тихонова [6], Крахмальной Т.В [4] по разным регионам Евразии, а также с материалами по современным овцебыкам из коллекций ЗИН в г. Санкт-Петербург и ГИН в г. Москва. Сравнительно-морфологический анализ тринадцати черепов из коллекций музеев области показал, что двенадцать из них принадлежит самцам. Это видно по сильно сближенным основаниям роговых стержней, расстояние между которыми составляют 5-7,5 мм, низкому затылку (индекс высоты затылка составляет в среднем 63-65), резкому рельефу хорошо развитого затылочного гребня, и наружного затылочного предбугорья, выпуклым, т.е. слегка сплюснутым орбитам [8]. Один из неполных черепов № 12708 из коллекции Великоустюжского музея принадлежит взрослой самке. Он отличается от черепов самцов меньшими размерами, более высоким затылком (индекс высоты затылка 68). Расстояние между основаниями роговых стержней составляет 10,5 см, роговые стержни узкие, сжатые.

В целом для всей рассмотренной серии черепов характерны асимметричность, небольшие размеры, сильное развитие затылочного гребня и наружного затылочного предбугорья.

В серии вологодских находок можно выделить две группы. Находки из первой группы отличаются более мелкими размерами и относительно высоким затылком. Находки из второй группы крупнее и обладают более низким затылком трапецевидной формы.

Наиболее типичным в первой группе является череп из коллекции Череповецкого музея природы ЧерМО 1240/13, р. Ягорба (рис. 1). Это небольшого размера лобно-затылочный фрагмент черепа серо-коричневого цвета с массивным мозговым отделом, выпуклыми толстыми орбитами, обломленный по линии верхней границы носовых костей. Минимальная заорбитальная ширина черепа – 121 мм. Минимальное расстояние между роговыми стержнями составляет 7 мм. Сохранился правый роговой стержень. Он довольно длинный и доходит практически до уровня основной затылочной кости, значительно отгибаясь в сторону в нижней четверти. Длина по наибольшей кривизне составляет 212 мм, что больше, чем средние значения [9], характеризующие этот промер у позднеплейстоценовых сибирских овцебыков. Левый рог обломан по уровню верхней границы височной ямки. Длина основания правого рогового стержня 127 мм и левого - 128 мм, длина верхней поверхности роговых стержней – 149 и 147 мм соответственно. Это значительно меньше, чем у черепов овцебыков с Новосибирских островов (ГИН НСБН-3 и А-15: 170 и 152 мм; 157 и 157,5 мм, соответственно) и сибирских овцебыков [9]. Ширина затылка под роговыми стержнями 105 мм, что меньше, чем минимальное значение этого промера (110 мм) у позднеплейстоценовых овцебыков из Сибири [9]. Высота затылка от нижней части мышечков до затылочной дуги – 114 мм, от верхнего края затылочного отверстия до лямбовидного шва – 85 мм. Максимальная ширина затылка – 165 мм. Индекс высоты затылка – 69. Затылочное отверстие округлой формы (30 в длину и 34 мм в ширину).

Наиболее характерным представителем второй группы является череп из коллекции Тотемского музейного объединения № 10800, обнаруженный в русле р. Толшма (Усть-Толшма) (рис. 1). Череп принадлежит взрослому самцу. Расстояние между роговыми стержнями составляет 5 мм. Сохранились роговые стержни, которые доходят практически до уровня основной затылочной кости. Длина основания роговых стержней – 157 и 173 мм, что значительно меньше, чем у овцебыка из Ходорова (186 мм) [4] и у сибирских овцебыков [9]. Длина роговых стержней по линии наибольшей кривизны – 230 и 205 мм. Крупные слегка сплюснутые орбиты значительно выступают в стороны. Заорбитальная ширина черепа 134 мм, орбитальная ширина – 215 мм, что меньше таковой у черепов *Ovibos pallantis* из Западной и Восточной Сибири (№ 24857 (ЗИН) с северо-запада Гыданского полуострова – 253 мм, № 35434 (ЗИН) из Якутии – 238 мм). Затылок низкий и широкий. Ширина

затылка под роговыми стержнями 107 мм, что чуть меньше, чем средняя для позднплейстоценовых овцебыков из Сибири (110 мм) [9]. Высота затылка от нижней части мышцелков до затылочной дуги – 124 мм, максимальная ширина затылка – 197 мм. Индекс высоты затылка – 63. Затылочное отверстие довольно большое, овальной формы (40 в длину и 29 мм в ширину). Яремные отростки повреждены. Хорошо развит затылочный гребень и наружное затылочное предбугорье. Затылочные чешуи сильно вдавлены под затылочный гребень. Затылочные мышцелки широко расставлены. Добавочные мышцелки развиты слабо. Основная затылочная кость с хорошо выраженным рельефом слабо сужается к передней части. Длина зубного ряда составляет 141 мм. Зубная система представлена M 1-3 dex; P4 dex; M1sin. На M3 dex хорошо прослеживается базальный столбик, который совместно с рядом других признаков (формой слезной кости, размерами затылочной кости и др.) позволяет отнести представителей этой группы к сибирским овцебыкам - *Ovibos pallantiss* H. Smith (1827).

В результате сравнительно-морфологического анализа были получены данные, свидетельствующие о том, что параметры черепов вологодских овцебыков в целом близки к нижним пределам границ изменчивости показателей, характерных для черепов сибирского овцебыка, представленных в работе А.В. Шера [8]. Это подтверждает тот факт, что существовавшие на Европейской территории овцебыки были значительно мельче позднплейстоценовых овцебыков Сибири. Исключения составляют промеры длины роговых стержней по большей кривизне, длины и ширины оснований роговых стержней, где большей частью этот промер лежит выше границ изменчивости этого показателя в первом случае и ниже - во втором, т. е. для данной популяции были характерны особи с длинными роговыми стержнями и достаточно узкими основаниями последних.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Брюсов А.Я. Очерки по истории племен Европейской части СССР в неолитическую эпоху. – М., 1952. – С. 28-29.
2. Громова В. О распространении овцебыка *Ovibos moschatus* Zimm. в Восточной Европе // Тр. ЗИН АН СССР. – 1935. – С. 101-114.
3. Сафаров В.С. Отчет о результатах поисковых работ на песчано-гравийный материал, проведенных Пришекснинской партией в 1961-1968 гг. в Череповецком районе Вологодской области М 1:200000. – 1969.
4. Крахмальная Т.В. Самая южная находка овцебыка в позднем плейстоцене Украины // Мат. V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований» (Москва, 7-9 ноября 2007 г.). – М.: ГЕОС, 2007. – С. 195-198.
5. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (северо-запад России) // Материалы международного симпозиума (г. Кириллов, июнь, 2007 г.). – М.: ГЕОС, 2000. – 99 с.
6. Тихонов А.Н. Ископаемый овцебык (*Ovibos pallantiss*) Урала и Западной Сибири // Тр. ЗИН АН РАН. – 1994. – Вып. 256. – С. 92-110.
7. Смирнов В.И. Находки костей крупных четвертичных млекопитающих в Северной области // Тр. Комис. по изучению четвертичного периода. – М., 1937. – С. 47-66.
8. Фосс М.Е. Древняя история Севера Европейской части СССР. МИА. – № 29. – М.-Л., 1952. – С. 40.
9. Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. – М.: Наука, 1971. – 310 с.
10. Яшина О.В. Стратиграфия находок четвертичной фауны в бассейне реки Шексны // Материалы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований» (Москва, 7-9 ноября 2007 г.). – М.: ГЕОС, 2007. – С. 486-490.

*Научное издание*

КВАРТЕР ВО ВСЕМ ЕГО МНОГООБРАЗИИ.  
Фундаментальные проблемы, итоги изучения  
и основные направления дальнейших исследований

Том 2 (Л-Я)

Материалы  
VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода  
12-17 сентября 2011 г.  
г. Апатиты

---

Подписано в печать 21.07.2011. Формат 60×84 1/8  
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 41  
Тираж 300 экз. Заказ № 124-8

---

Отпечатано в типографии  
издательско-полиграфической фирме «Реноме»  
192007, Санкт-Петербург, наб. Обводного канала, д. 40  
Тел./факс: (812) 766-05-66, 766-06-83  
E-mail: [renome@comlink.spb.ru](mailto:renome@comlink.spb.ru)  
**[www.renomespb.ru](http://www.renomespb.ru)**