

ISSN 0034-026X



РАЗВЕДКА ЦЕНТР И ОХРАНА ПЕНТР

ОСНОВАН В 1931 ГОДУ



**С Днем
геолога!**

3 — 2008

В пределах минерагенических областей Сибирской платформы ареалы дефицита массы повсеместно составляют базовую основу земной коры и верхней мантии. Природа возникновения данных очагов разуплотнения земной коры и верхней мантии достаточно убедительно объясняется моделью мантийных плюмов. Типы континентальной коры (КК) Восточно-Сибирского региона — *сиалический* на юге платформы, *мафический* в ее центральных и северных (практических) областях — во многом определяются тектоно-геодинамическими причинами — древним и «молодым» рифто- и тафрогенезом (утонение КК, высокие значения коэффициента основности β), тектоническим расслоением верхней коры и сжатием (скупиванием) тектонических пластин с деформациями их смятия в процессе становления палеозойских и мезозойско-кайнозойских складчатонадвиговых (орогенных) поясов (утолщение КК, низкие значения β).

Для «тонкой» КК (38–36 км и менее) с высокими значениями β ($\geq 0,6$) характерны расслоенные дифференцированные рудосодержащие (Cu, Ni, Pt...) интрузии ультрабазит-базитового состава (Норильский тип) и щелочно-ультраосновные карбонатитсодержащие массивы с редкометалльной минерагенией. Для «толстой» КК (42–44 км и более) *мафического* типа ($\beta > 0,55$) характерны высокоалмазоносные кимберлитовые поля. Для «нормальной» (40–42 км) и утоненной КК *сиалического* типа ($\beta < 0,55$) свойственна преимущественно Fe-Au-U минерагения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений. — 1999. — Т. 41, № 3. — С. 230–240.
2. Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн. лет): Сибирские и Эмешанские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика. — 2005. — Т. 46, № 9. — С. 870–890.
3. Конторович А.Э., Бахтуров С.Ф., Башарин А.К. и др. Разновозрастные очаги нефтеобразования и нефтенакопления на Северо-Азиатском кратоне // Геология и геофизика. — 1999. — Т. 40, № 11. — С. 1676–1693.
4. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. — 2003. — № 3. — С. 3–21.
5. Сурков В.С., Варламов А.И., Ефимов А.С. и др. Коссолидированная кора платформенных областей Сибири // Разведка и охрана недр. — 2007. — № 8. — С. 3–9.
6. Шашорин Б.Н., Толкачев А.Е., Афанасьева Р.Н. Покровно-складчатые деформации и золотоносность Ходоканского рудного поля (Северное Забайкалье) // Отечественная геология. — 2004. — № 6. — С. 17–22.
7. Шашорин Б.Н. Глубинное строение, палеотектоника и ураноносность восточного сектора Центральной Азии / Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. — М.: ГЕОС, 2005. Т. 2. — С. 355–358.
8. Шашорин Б.Н. Палеозойская тектоника Центральных Кызылкумов и Нечерского горнорудного района (Северное Забайкалье) в связи с проблемой поисков месторождений урана // Региональная геология и металлогения. — 2005. — № 23. — С. 94–104.
9. Шашорин Б.Н., Афанасьева Р.Н. Особенности глубинного строения Анабарского щита в связи с проблемой его ураноносности // Разведка и охрана недр. — 2007. — № 4. — С. 28–32.
10. Шашорин Б.Н. Особенности глубинного строения и минерагения Сибирского кратона / Сборник тр. научн. конферен., посвященной 100-летию со дня рождения профессора Ф.И. Вольфсона. — М.: РИС ВИМС, 2007. — С. 226–229.
11. Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. — 2004. — № 5. — С. 26–52.
12. Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Колесник Н.Н. Глубинное строение и геодинамика районов проявления кимберлитового магматизма на Сибирской платформе // Региональная геология и металлогения. — 2000. — № 10. — С. 209–228.

Калашников А.О. (Геологический институт КНЦ РАН)

СТЕПЕНЬ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ КАК ПОИСКОВЫЙ ПРИЗНАК

Разработан метод количественной оценки степени дифференцированности геологических комплексов. Данное свойство рассмотрено как критерий относительной упорядоченности самоорганизующихся геологических систем. На примере двух разных по возрасту и генезису геологических объектов демонстрируется применение такой оценки как достаточно универсального метода для выявления наиболее перспективных на полезные ископаемые участков геохимического поля.

Ранее неоднократно упоминалось, что месторождения зачастую приурочены к разрезам с неоднородным строением (см., напр., Горбунов и др., 1981; Рундквист, 1986; Лапухов и др., 1986; Шуркин и др., 1962, и др.). Наиболее явно эта идея выражена в работе [5], в которой было предложено использовать в качестве достаточно универсального критерия оценки потенциальной рудоносности разреза полосчатой железистой формации (ПЖФ) *модуль дискретности*. Модуль дискретности представляет собой отношение количества межпородных разделов к единице мощности разреза, характеризуя, таким образом, степень неоднородности геологического разреза. Результаты указанного исследования показали, что для рудных частей разреза характерны более высокие значения модуля дискретности. Это фактически означает, что критерием рудоносности для ПЖФ является не столько вещественный состав пород, сколько дифференцированность рудовмещающей толщи, т.е. ее организация.

В литературе отмечалась связь между степенью дифференцированности того или иного литосферного ансамбля и наличием в нем месторождений. Поведение модуля дискретности для случайных разрезов Ковдорского комплексного (Ковдорский щелочно-ультраосновной массив), Коашвинского апатитового (Хибинский щелочной массив) и Ждановского медно-никелевого (Печенга) магматогенных месторождений (все на Кольском п-ове) имеет характер, аналогичный таковому на метаморфогенных железорудных месторождениях ПЖФ, на материалах которых и был установлен описываемый эффект. Вариации модуля дискретности во всех перечисленных случаях имеют волновой характер: перед продуктивной зоной наблюдается некоторое понижение, а затем резкий всплеск его значений. Причем рудные залежи жестко связаны с наиболее дифференцированной частью разреза (рис. 1) [2]. Это свидетельствует о том, что степень дифференцированности участков земной коры, а в общем случае — ее упорядоченность, может являться универсальным поисковым признаком, не зависящим от того, какие из установленных переменных формируют признаки упорядоченности (дифференцированности). Одной из наиболее простых и универсальных переменных может являться химический состав пород, причем уже имеющиеся базы данных геохимического опробования можно использовать без дополнительных полевых исследований.

Данное предположение базируется на представлении о том, что большинство (если не все) геологических объектов являются самоорганизующимися системами, которые ак-

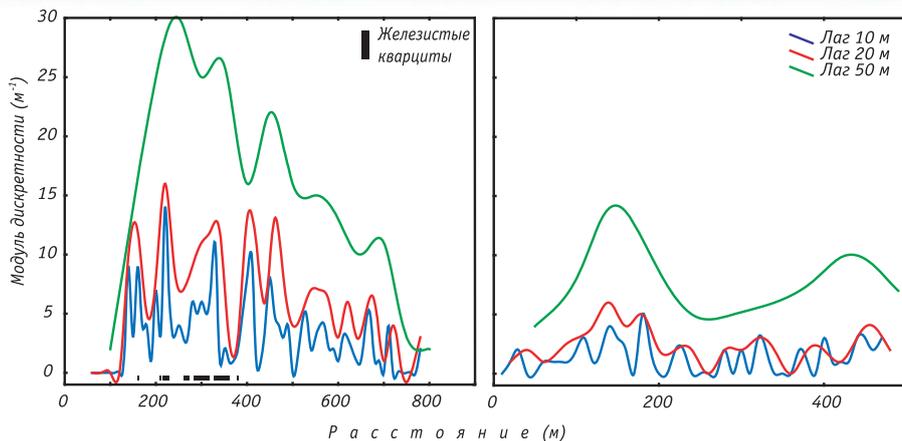


Рис. 1. Вариации модуля дискретности в рудном (слева) и безрудном (справа) разрезах участка Аномальный (южная часть Кировогорского месторождения, Кольский полуостров) [5]

тивно реагируют на неспецифическое внешнее воздействие (например, приток эндогенной энергии). Главным следствием из физической природы процессов самоорганизации для прогнозно-поисковых и разведочных работ является то, что наиболее перспективные на полезные ископаемые участки характеризуются максимальной когерентностью различных элементов системы — содержаний химических элементов, геофизических переменных, минерального состава и т.д., т.е. максимальной степенью упорядоченности.

Основываясь на этих идеях, мы предположили, что признаком, указывающим на возможность нахождения рудопроявления, может служить степень дифференцированности, включающая в себя по возможности большее количество переменных, например, степень неоднородности геохимического поля, включающего большинство главных элементов. Для подтверждения этого предположения был проведен эксперимент на двух совершенно разных по возрасту, генезису и геологической обстановке геологических объектах — на палеозойском Хибинском массиве нефелиновых сиенитов и архейском Оленегорском железорудном месторождении ПЖФ (оба объекта на Кольском п-ове). Методика эксперимента основана на изучении данных сквозного геохимического опробования структур, представляющих собой геологические образования разного возраста и генезиса: Хибинского массива нефелиновых сиенитов с его крупнейшими в мире апатитовыми месторождениями и Оленегорского железорудного месторождения.

Геологическая обстановка. Первым объектом изучения стал самый крупный в мире щелочной массив — *Хибинский массив* нефелиновых сиенитов (рис. 2). Он расположен в центральной части Кольского п-ова на контакте архейских гранитогнейсов Кольского блока и протерозойского вулканогенно-осадочного комплекса Имандра-Варзуга. В плане массив имеет форму овала, слабо вытянутого в широтном направлении. По геофизическим данным (Шаблинский, 1963), внешний контакт массива до глубины 6–8 км круто падает (под углом 70–90°) к осевой линии, а затем резко выполаживается. Главными породами массива являются фойяиты, слагающие более 70 % его объема.

Тело фойяитов разделено на две приблизительно равные по объему части. Главная кольцевая зона мельтейгит-уртитов и апатито-нефелиновых пород имеет мощность от 50–500 м на севере до 1500–2000 м на юго-западе. Главное кольцо почти на всем протяжении имеет симметрично-зональное строение:

фойяиты — рисчорриты — фойдолиты — апатито-нефелиновые породы — фойдолиты — рисчорриты — фойяиты. Такая зональность массива подчеркивается наличием между рисчорритами и фойяитами почти непрерывного кольца альбититов и ороговикованных ксенолитов вулканогенно-осадочных пород, а также приуроченностью более поздних даек щелочных и щелочно-ультраосновных пород, трубок взрыва, пегматитовых и гидротермальных жил к Главному кольцу. Во внешней части тела фойяитов, кроме того, проявлена еще одна, Малая, полукольцевая зона (до 500 м мощностью) ороговикованных вулканогенно-осадочных пород и фойдолитов [9]. Возраст Хибинского массива по данным Rb-Sr и Sm-Nd датирования составляет 370 млн. лет [8].

Оленегорское железорудное месторождение находится в северо-восточной части Приимандровской структуры, 20-километровый овал тоналитовых («серых») гнейсов которой окружен 0,2–3-километровой полосой пород ПЖФ, представленных зональной толщей: железистыми кварцитами, магнетито-карбонатными породами, различными скарноидами, нодулярными, биотито-мусковитовыми, биотитовыми и роговообманковыми гнейсами, актинолитовыми, жедритовыми и роговообманковыми амфиболитами (рис. 3). Сами же месторождения железистых кварцитов приурочены исключительно к приповерхностным частям осевых зон этих швов [2, 7]. На сегодняшний день

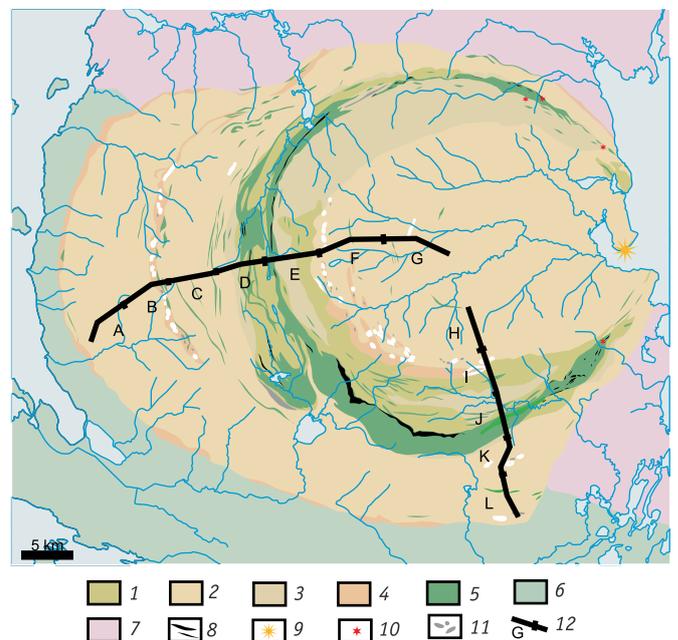
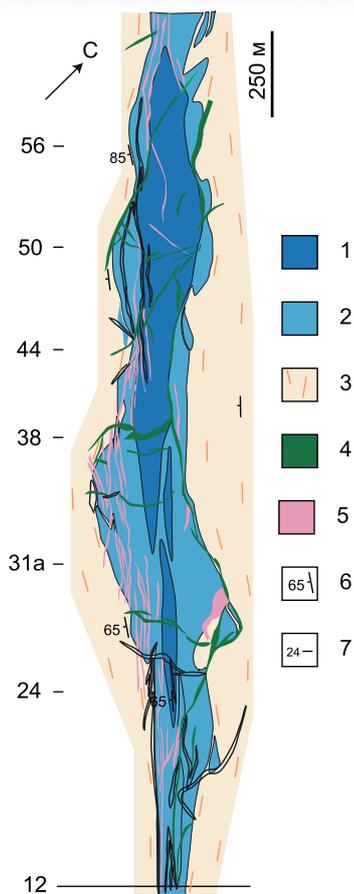


Рис. 2. Хибинский массив нефелиновых сиенитов [6] (с упрощениями): 1 — пойкилитовые нефелиновые сиениты; 2 — фойяиты; 3 — «лявочорриты»; 4 — мелкозернистые нефелиновые сиениты и фениты; 5 — фойдолиты; 6 — протерозойский комплекс; 7 — архейский комплекс; 8 — апатито-нефелиновые породы; 9 — карбонаты; 10 — трубки взрыва; 11 — ксенолиты вулканогенно-осадочных пород; 12 — геохимический профиль, латинские буквы — участки осреднения



**Рис. 3. Оленегорское желе-
зородное месторождение.
План горизонта +185 м [3]**
(с упрощениями): 1 — маг-
нетито-гематитовые квар-
циты; 2 — гематитовые и
сульфидно-гематитовые
кварциты; 3 — гнейсо-ам-
фиболитовая толща ПЖФ;
4 — долериты; 5 — пегма-
титы; 6 — элементы зале-
гания; 7 — поперечные про-
фили и их номера

месторождение вскрыто на глубину почти 400 м, а разведочными скважинами — почти на 2 км. Повсюду железистые кварциты обнаруживают со гласное залегание с вмещающими породами, представленными лептитами, биотитовыми, гранато-биотитовыми, двуслюдяными, нодулярными, биотитороговообманковыми и биотито-жедритовыми гнейсами, роговообманковыми и жедритовыми амфиболитами.

Рудное тело характеризуется почти идеальной замкнутой аутигенной зональностью (Горяинов, 1976): слоборудные сульфидно-магнетитовые железистые кварциты — рудные магнетитовые железистые кварциты — рудные гематито-магнетитовые железистые кварциты — рудные магнетитовые железистые кварциты — слоборудные сульфидно-магнетитовые железистые кварциты — безрудные сульфидсодержащие железистые кварциты. По мере продвижения к флангам гематито-магнетитовые железистые кварциты постепенно исчезают вообще, а мощность слоборудных железистых кварцитов увеличивается, так что в точках выклинивания вообще присутствуют лишь безрудные сульфидно-грюнеритовые железистые кварциты. На СЗ фланге месторождения рудное тело залегает неглубоко и ныне полностью выработано, на ЮВ фланге, наоборот, погружается на глубину более километра.

Железистые кварциты Оленегорского месторождения отличаются наибольшим среди аналогичных пород других месторождений Приимандровской структуры разнообразием слагающих их минеральных ассоциаций. Гематито-магнетитовые железистые кварциты представлены здесь флогопитовыми, тремолитовыми, антофиллитовыми, тальковыми, клинохлоровыми и переходными между ними разновидностями (\pm андрадит, кальцит, магнезиальная роговая обманка и др.), магнетитовые железистые кварциты в качестве породообразующих силикатов могут иметь биотит, диопсид-геденберgit, антофиллит, актинолит-ферроактинолит и грюнерит в ассоциации друг с другом, а также с альмандином, эпидотом и роговой обманкой. В сульфидно-магнетитовых железистых кварцитах преимущественное распространение получил грюнерит с переменным количеством геденбергита, железистой роговой обманки, эпидота и альмандина [1, 4].

В работе были использованы:

1. Два радиальных разреза, пересекающие палеозойский Хибинский массив от периферии к центру, вдоль которых сотрудниками Геологического института Кольского НЦ РАН Г.Ю. Иванюком, Н.Г. Коноплевой, Ю.А. Корчак, Я.А. Пахомовским и В.Н. Яковенчуком были отобраны 148 проб, определен их химический и минеральный состав, состав породообразующих и аксессуарных минералов ([9], неопубликованные данные указанных исследователей). Оба профиля пересекают рудоконтролирующее ийолитуртитовое тело (так называемое Главное кольцо). Первый профиль (А-С на рис. 2) проходит через безрудную часть Главного кольца, второй (Н-Л на рис. 2) пересекает апатитовое месторождение Коашва.

Геохимический разрез архейской ПЖФ, который является весьма контрастным геологическим комплексом. Различие геохимических переменных между разными типами пород этой формации существенно превышает колебания переменных внутри одного типа пород [3]. Поэтому для модельного эксперимента по исследованию корреляции степени неоднородности и вероятности рудоносности было вполне достаточно использовать средний (теоретический) состав пород. «Виртуальный» геохимический профиль был проведен через восточный фланг Оленегорского железорудного месторождения по профилю 12, где пройдены несколько глубоких скважин и детально изучен состав рудовмещающего комплекса (см. рис. 3).

Данные по каждому разрезу были обработаны следующим образом. Трасса разреза разбивалась на равные отрезки, каждый из которых составлял примерно 15 % от всей длины разреза, и определялась степень дифференцированности каждого отрезка следующим образом. В качестве меры неоднородности было выбрано среднеквадратичное отклонение — наиболее употребительная мера рассеивания, т.е. отклонения от среднего. Средствами факторного анализа производилась редукция данных химического анализа пород путем нахождения и объединения переменных, дающих наибольший вклад в дисперсию. С учетом стандартных критериев (критерий Кайзера, «каменистой осыпи» и т.д.) выбиралось необходимое количество главных компонент. Находились значения компонент в каждой точке опробования с учетом всех переменных. Строился

Таблица 1
Результаты факторного анализа по «виртуальному» геохимическому разрезу, профиль 12, Оленегорское месторождение (Жирным шрифтом выделены значения факторных нагрузок $>|0,62|$)

Элемент	Факторные нагрузки (главные компоненты)	
	Компонента 1	Компонента 2
Si	-0,987120	0,135412
Ti	0,841679	0,538938
Al	-0,178971	0,981696
Fe ³⁺	0,085770	-0,977547
Mg	0,925657	0,193176
Ca	0,991452	0,032114
Na	0,451738	0,866061
K	-0,880178	0,453838
P	0,980745	0,045930
S	-0,107827	-0,477633
Доля общей дисперсии	0,551430	0,345274

график изменения каждой главной компоненты по профилю с усреднением и нахождением среднеквадратичного отклонения для каждого участка усреднения. Проблема возникновения ложных корреляций в замкнутых числовых системах, к которым относятся и результаты использованного химического анализа, не рассматривалась, так как факторный анализ использовался, в первую очередь, для редукции данных. Используя найденные среднеквадратичные отклонения, рассчитывалась степень дифференцированности каждого участка усреднения k :

$$D_k = \sum_i \sigma_{ki} W_i,$$

где σ_{ki} — среднеквадратичное отклонение компоненты i на участке усреднения k ; W_i — вклад компоненты i в общую дисперсию.

Затем строился график изменения по разрезу величины D_k — степени дифференцированности выбранных участков усреднения. Полученный график сравнивался с пространственным положением рудных тел, месторождений или рудоконтролирующих зон.

Результаты. ПЖФ (Оленегорское месторождение). По результатам факторного анализа профиля «виртуального» геохимического опробования (метод главных компонент с нормализацией и варимаксным вращением), мы получили две компоненты с суммарным вкладом в общую дисперсию почти 90 % (результаты факторного анализа даны в табл. 1). На рис. 4 показано изменение по профилю первой и второй компонент факторного анализа.

Обработка данных по вышеизложенной методике позволила построить график, отражающий степень дифференцированности геохимического профиля (рис. 5). Если сопоставить степень дифференцированности с геологическим разрезом, то становится очевидным, что абсолютный максимум вероятности оруденения приходится как раз на рудный интервал, которому соответствует участок усреднения 800–1000 м. Другой локальный максимум (участок усреднения 200–400 м) составляет порядка 40 % от абсолютного максимума и приходится на безрудный участок. Ориентируясь на положение абсолютного максимума степени дифференцированности, можно, с достаточно высокой точностью (отрезок в 200 м на местности), указать на

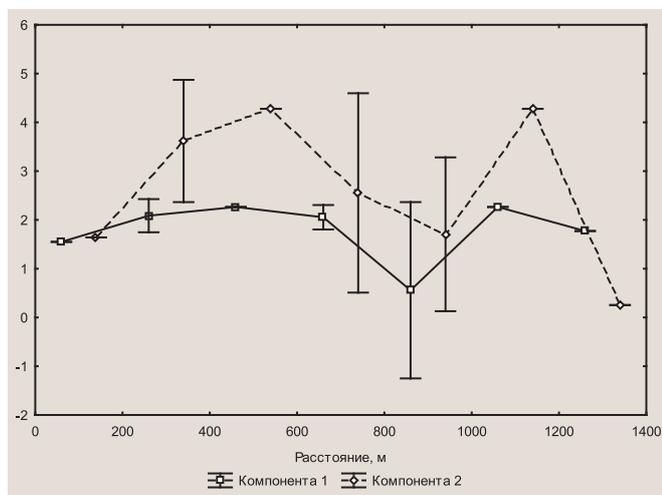


Рис. 4. Изменение первой и второй компонент факторного анализа по профилю 12 Оленегорского месторождения (см. рис. 3)

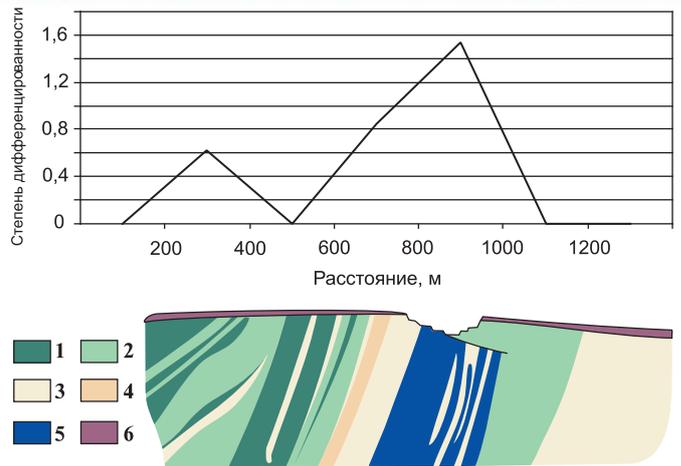


Рис. 5. Степень дифференцированности геохимического поля по профилю 12 Оленегорского месторождения: 1 — роговообманковые и жадритовые амфиболиты; 2 — биотит-роговообманковые гнейсы; 3 — лептиты и нодулярные гнейсы; 4 — биотитовые гнейсы; 5 — рудные тела железистых кварцитов; 6 — четвертичные образования

местоположение рудного тела. Таким образом, для месторождений данного типа степень дифференцированности действительно является прямым поисковым признаком, а график степени дифференцированности комплекса можно рассматривать как график степени вероятности оруденения. Это в полной мере согласуется с выводами предыдущих исследований разреза ПЖФ [5].

Хибинский массив нефелиновых сиенитов. Профиль А–G. По результатам факторного анализа (метод главных компонент с нормализацией и варимаксным вращением) геохимического профиля А–G мы, с учетом критерия «каменистой осыпи», получили пять компонент, которые включают все переменные и учитывают в сумме около 79 % общей дисперсии. Результаты факторного анализа приведены в табл. 2. На рис. 6 показано изменение по профилю первых трех компонент факторного анализа.

Обработав результаты опробования по изложенной методике, был построен график степени дифференцированности геологического разреза по профилю А–G (рис. 7 А).

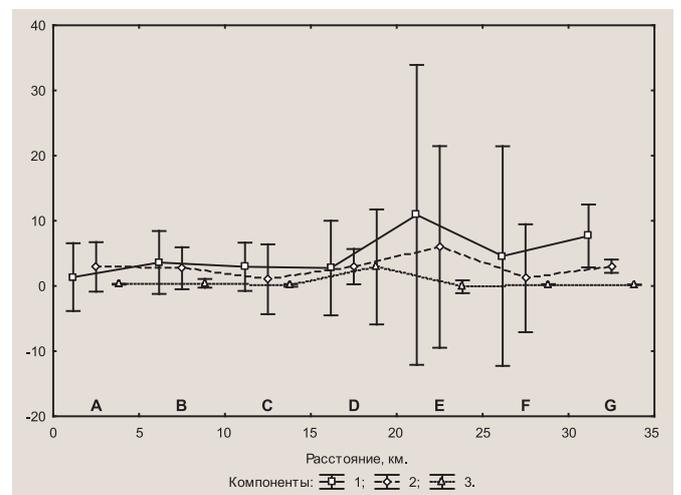


Рис. 6. Изменение первых трех компонент факторного анализа. Хибинский массив, профиль А–G (см. рис. 2). Латинскими буквами обозначены участки усреднения

Таблица 2

Результаты факторного анализа по геохимическому профилю А-Г, Хибины (см. рис. 2). Жирным шрифтом выделены значения факторных нагрузок >|0,62|

Элементы	Факторные нагрузки (главные компоненты)				
	Компонента 1	Компонента 2	Компонента 3	Компонента 4	Компонента 5
SiO ₂	-0,015745	-0,064117	0,679515	0,078899	0,626300
TiO ₂	0,265040	0,188740	-0,825735	-0,020723	-0,274190
Al ₂ O ₃	-0,345094	-0,676720	0,313503	-0,173807	-0,361573
Fe ₂ O ₃	0,215401	-0,022566	-0,828622	0,169137	0,028619
FeO	0,736711	0,200324	-0,465375	-0,043861	-0,104414
MnO	0,884588	0,102472	-0,264571	0,068825	0,138754
MgO	0,014109	0,956694	-0,196961	0,034940	0,056440
CaO	0,012018	0,808945	-0,437034	0,220263	-0,131605
Na ₂ O	-0,633671	-0,443534	0,124465	0,286200	-0,397379
K ₂ O	0,163348	-0,420242	0,237630	-0,663104	0,102703
P ₂ O ₅	0,477175	0,581078	-0,409743	0,026353	-0,225121
S общ.	0,818809	-0,041420	0,073037	0,083598	0,101711
TR ₂ O ₃	0,748632	-0,012049	-0,089057	-0,122123	-0,011974
Zn	0,885429	0,004407	-0,238972	0,003667	0,192293
Li ₂ O	-0,019816	0,835892	0,129011	-0,024465	0,077951
Rb ₂ O	0,169041	-0,103808	-0,013814	-0,930497	0,082052
Cs ₂ O	-0,192951	0,104295	0,030540	-0,751850	-0,002336
CO ₂	-0,090089	0,904870	0,106313	-0,010521	0,007902
SrO	0,120679	0,030704	-0,673973	0,042969	0,311751
F	0,515465	0,781994	0,036390	0,046649	0,099182
Cl	-0,214851	-0,113427	0,011053	0,149548	-0,680310
Доля общей дисперсии	0,3439520	0,1783331	0,1319519	0,0854023	0,0456946

Степень дифференцированности максимальна на отрезке усреднения Е (20–25 км от начальной точки профиля). Профиль пересекает рудоконтролирующую зону — так называемое Главное кольцо — на границе участков D и Е. Отрезок усреднения Е проходит по южному склону пика Марченко, на котором встречена апатитовая минерализация в рихсчорритах. Примерно в 4 км на север по простиранию Главного кольца от данного отрезка усреднения находится апатитовое месторождение Куэльпорр. Таким образом, максимальная степень дифференцированности геохимического профиля точно указывает на наиболее перспективные участки профиля.

Профиль Н-Л (см. рис. 2) отличается от предыдущих неравномерностью опробования — при среднем интервале опробования около 350 м на нем встречаются несколько промежутков от 700 до 1100 м, а посередине профиля находится перерыв в 1900 м из-за перекрытия коренных пород аллювиальными отложениями р. Вуонемйок. Поэтому для нивелировки этих перерывов мы увеличили длину отрезка усреднения до 20 % от длины всего профиля (около 3670 м). В результате факторного анализа данных опробования

пород было отобрано с учетом критерия Кайзера 6 главных компонент с собственными значениями более 1. Шесть компонент в сумме учитывают более 80 % общей дисперсии и включают в себя все 22 переменные. Результаты факторного анализа приведены в табл. 3. На рис. 8 показаны первые три компоненты, дающие около 63 % общей дисперсии. Обработав результаты по изложенной методике, мы получили график, отражающий степень дифференцированности геохимического профиля (см. рис. 7 Б).

Наиболее дифференцированным является участок усреднения **Ж** (7347–11 021 м). Именно этот участок профиля прошел через апатитовое месторождение Коашва. Этот участок превосходит другие участки по степени дифференцированности более чем в 5 раз, надежно выделяя часть профиля с максимальной вероятностью оруденения. Так как профиль Н-Л является фактически продолжением профиля А-Г, то будет корректным

сравнить абсолютные значения степени дифференцированности и их соответствия рудоносным зонам. Максимальное значение степени дифференцированности на профиле А-Г приближенно равняется 12, а на профиле Н-Л — около 25. Т.е. участок усреднения **Ж**, проходящий через месторождение Коашва, по степени дифференцированности превосходит участок **Е** (проходящий через рудоконтролирующую зону, но не пересекающий крупных рудопроявлений) примерно в два раза. Таким образом, при заведомо неясном положении рудных зон мы могли бы предсказывать с достаточно высокой вероятностью их локализацию, сравнивая абсолютные значения степени дифференцированности эталонного профиля (проходя-

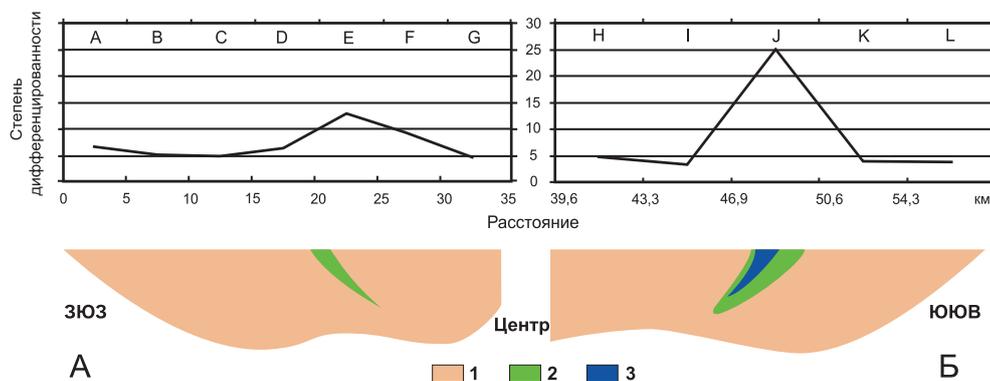


Рис. 7. Степень дифференцированности разрезов Хибинского массива: А — по профилю А-Г, Б — по профилю Н-Л: 1 — фойяиты; 2 — фойдолиты; 3 — апатито-нефелиновые породы

Таблица 3

Результаты факторного анализа по геохимическому профилю Н-Л, Хибины (см. рис. 2). Жирным шрифтом выделены значения факторных нагрузок $>|0,62|$

Элементы	Факторные нагрузки (главные компоненты)					
	Компонента 1	Компонента 2	Компонента 3	Компонента 4	Компонента 5	Компонента 6
ZrO ₂	0,140765	0,001412	0,050048	-0,800878	0,236154	0,101896
SiO ₂	-0,575576	-0,660939	-0,078033	-0,227774	0,042038	-0,141847
TiO ₂	0,739352	0,088107	0,123135	0,206097	0,346015	0,132008
Al ₂ O ₃	-0,497860	-0,264870	-0,090274	0,250396	-0,716164	0,101237
Fe ₂ O ₃	0,958582	0,127737	0,021045	-0,016158	0,102456	-0,011557
FeO	0,852277	0,018899	0,099235	-0,104457	0,428578	-0,055810
MnO	0,864698	-0,003785	0,027198	-0,390030	0,166536	-0,009030
MgO	0,180338	0,011183	0,210395	0,072176	0,805687	0,104455
CaO	0,102388	0,886773	0,181765	0,161901	0,272147	0,072877
Na ₂ O	-0,327236	-0,242367	0,141684	-0,046140	-0,777532	0,214516
K ₂ O	-0,376316	-0,296025	-0,680994	0,141999	-0,368851	-0,150840
P ₂ O ₅	0,045023	0,978019	0,065555	0,066647	0,035969	-0,039040
S _{общ.}	-0,035937	-0,191029	0,264485	0,021509	-0,050233	0,166541
TR ₂ O ₃	0,135496	0,935232	0,119914	-0,119765	0,033966	-0,054517
Zn	0,907312	0,031306	-0,044953	-0,064601	0,072480	0,048772
Li ₂ O	0,248913	-0,135266	-0,539569	-0,397224	-0,128500	0,007273
Rb ₂ O	-0,122865	-0,191357	-0,883815	0,070313	-0,086570	-0,202728
Cs ₂ O	-0,060759	-0,067535	-0,884280	0,051361	0,038168	0,317026
CO ₂	0,076863	0,070232	0,042396	0,078145	-0,051767	0,924839
SrO	-0,152421	0,969292	0,060167	0,034935	-0,021591	0,025438
F	0,117600	0,919826	-0,036111	-0,027519	0,211245	0,046986
Cl	-0,018948	-0,071985	0,004134	-0,638745	-0,194999	-0,195124
Доля общей дисперсии	0,3366	0,1883	0,1041	0,0716	0,0657	0,0464

шего через известное месторождение) с любыми другими профилями, обработанными предложенным методом. Естественно, это сравнение корректно лишь в пределах какого-либо одного объекта.

Четкая приуроченность концентраций полезных элементов к наиболее дифференцированным частям геологических систем, показанная данным исследованием, является свидетельством того, что месторождения (рудопоявления) являются наиболее упорядоченными частями геологических систем. Фактически мы использовали степень дифференцированности в качестве критерия относительной упорядоченности. Однако для объективной оценки относительной упорядоченности различных участков профиля разность параметров, характеризующих вероятность того или иного значения (например, степень дифференциации, дисперсия, информационная энтропия и т.д.), не может быть в строгом смысле критерием относительной упорядоченности, т.к. подобная величина не является функционалом Ляпунова. Но, к сожалению, для геологических объектов невозможно напрямую ввести оператор эволюции без привлечения априорных теорий и расчета возможных управляющих параметров, что является отдельной задачей.

Предложенный метод оказался эффективным как на примере магматического, так и метаморфического объектов. Предполагается, что для эффективности данного метода должны наличествовать следующие условия:

геологическая система должна являться самоорганизующейся (а не хаотизирующей);

применение метода возможно только для исследования профиля, площадные исследования представляются весьма затруднительными;

ряды опробования должны быть достаточно длинными: не менее 30 точек;

геохимическое опробование должно быть достаточно равномерным: эмпирическое изучение показало, что среднеквадратичное отклонение расстояний между точками не должно превышать первых процентов от всей длины профиля;

число проанализированных переменных должно быть достаточно большим (не менее 5 переменных, между которыми отсутствует очевидная корреляция).

Для развития данного метода в дальнейшем необходимо расширить генетиче-

ский спектр геологических систем: выяснить, как работает (и работает ли вообще) метод на месторождениях осадочного генезиса, на стратиформных месторождениях; выявить, какие участки комплексных месторождений отвечают максимальной дифференциации, а также точнее описать граничные условия применимости данного метода. Пред-

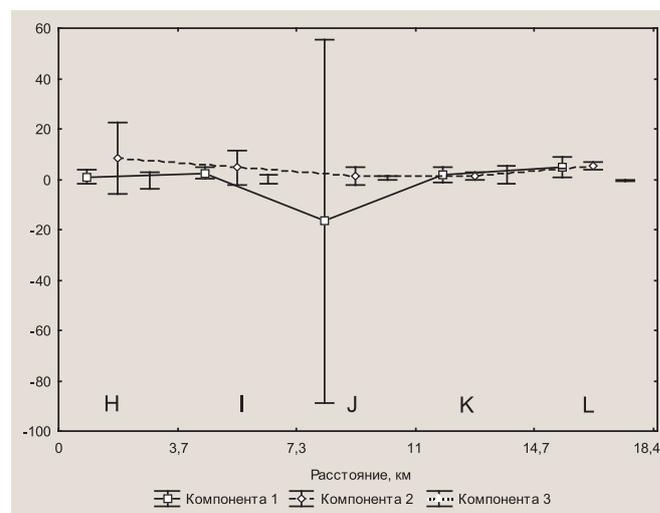


Рис. 8. Изменение первых трех компонент факторного анализа. Хибинский массив, профиль Н-Л (см. рис. 2). Латинскими буквами обозначены участки усреднения

варительные соображения дают основания рассматривать данный метод как достаточно универсальный. В этой связи было бы уместным использование данного метода на рудных объектах с не столь крупными параметрами, например, на благороднометалльных, с характерной для них латентной и рассеянной минерализацией.

Автор признателен сотрудникам Геологического института Кольского НЦ РАН Г.Ю. Иванюку, Н.Г. Коноплеву, Ю.А. Корчак, Я.А. Пахомовскому и В.Н. Яковенчуку за предоставленную возможность воспользоваться неопубликованными данными по зональности Хибинского массива; П.М. Горяинову, Г.Ю. Иванюку, Н.Г. Коноплеву и Ю.Л. Войтеховскому — за консультации и ценные замечания при подготовке рукописи. Работа выполнялась в рамках темы 4-2007—4801 НИР ГИ КНЦ РАН «Структурно-вещественная организация рудоносных систем» при поддержке МЦГК «Геокарт» и ООО «Минералы Лапландии».

ЛИТЕРАТУРА

1. Базай А.В., Иванюк Г.Ю. Золотосеребряная минерализация околорудных скарноидов Оленегорского месторождения / Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. III Ферсмановской научн. сессии, посвященной 50-летию Кольского отделения Российской минералогического общества. — Апатиты: Изд-во K&M, 2006. — С. 102–105.
2. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. — М.: ГЕОС, 2001.
3. Иванюк Г.Ю. Минералогия и петрология месторождений полосчатой железорудной формации Кольского полуострова. Дисс. на соискание уч. ст. д. г.-м. н. — Апатиты, 2003.
4. Иванюк Г.Ю., Базай А.В., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н. и др. Низкотемпературные гидротермальные жилы в породах архейской железорудной формации Кольского полуострова // Записки ВМО. — 2001. — № 3. — С. 16–28.
5. Николаев А.П., Горяинов П.М. Квазипериодические явления в метаморфических породах как отражение их упорядоченности строения (на примере железорудных ассоциаций Кольского полуострова) // Геология и геофизика. — 1990. — № 11. — С. 86–93.
6. Сняткова О.Л., Михняк Н.К. Отчет о результатах геологического доизучения и геохимических поисков на редкие металлы и апатит м-ба 1:50 000, проведенных в пределах Хибинского массива и его обрамления за 1979–1983 гг. — Росгеолфонд, инв. № 24440, 1983.
7. Goryainov P.M., Ivanyuk G. Yu. On genesis of banded iron formation of the Kola Peninsula. Synergetic aspects / Theophrastus' contributions to advanced studies in geology. Vol. II. Theophrastus Publications A.E. — Athens, 1998. — P. 249–267.
8. Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero apatitic centres, Kola Alkaline Province, Russia // Lithos. — 1994. — Vol. 32. — P. 225–242.
9. Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G. Yu., Pakhomovsky Ya.A. et al. — Apatity: Laplandia Minerals, 2005.

ГЕОФИЗИКА

© Кирилова-Покровская Т.А., Дьяченко А.Б., 2008

Кирилова-Покровская Т.А., Дьяченко А.Б. (МАГЭ, г. Мурманск)

ПРИМЕНЕНИЕ AVO-АНАЛИЗА СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗАПИСЕЙ НА ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Описаны работы по AVO-анализу, которые включали AVO-сейсмограммы, частичные разрезы ОГТ и разрезы AVO-атрибутов для профилей, на которых были выявлены АСЗ. Дана AVO классификация газовых песков по AVO-сейсмограммам, рассмотрено отражение газовых песков в разрезах AVO-атрибутов. Анализ сейсмических записей на шельфе моря Лаптевых по методике AVO показал, что в волновом поле осадочного чехла есть отражения от газовых песчаников, которые относятся к 1 и 3 типу AVO-аномалий. Приведен полный набор разрезов AVO-атрибутов, которые были рассчитаны для AVO-анализа песков 1 класса на Анастасьевском локальном поднятии и 3 класса на бортовой структуре Усть-Ленского грабена. AVO-анализ позволил предположить существование мощной приразломной залежи УВ, осложнившей на глубине 1700 м западный борт Усть-Ленского грабена, и наличие на глубине 3200 м залежи УВ на Анастасьевском локальном поднятии.

Шельф моря Лаптевых — с точки зрения подготовки и освоения углеводородных ресурсов — один из наиболее неизученных районов. Прямые данные о геологическом строении акватории весьма ограничены и характеризуют состав и строение лишь самой верхней части осадочного чехла. Представления о строении более глубоких гори-

зонтов основываются главным образом на результатах исследований прибрежной части суши и комплексных геофизических исследований в море, которые еще не вышли из стадии региональных исследований. В нефтепоисковых целях более детальные буровые работы были проведены на ограниченных площадях в районах побережий Хатангского и Оленекского заливов. Отечественные (Севморгео, МАГЭ, ЛАРГЕ, ПМГРЭ, СМНГ) и зарубежные (BGR, AWI) организации отработали в море Лаптевых около 30 000 км сейсмических профилей МОГТ, большая часть которых предоставила информацию о центральной и восточной частях его акватории.

В новом столетии специалисты МАГЭ начали изучение шельфа моря Лаптевых с юго-запада. В 2005 г. научно-исследовательские суда ОАО МАГЭ отработали здесь более 3000 км профилей, включающих сейсморазведку МОВ ОГТ (2D), надводную гравиметрию и гидромагнитометрию. Комплексные исследования акватории продолжались и в 2006 и 2007 гг. За три года морским геологам, несмотря на сложности, которые создавали мощные ледовые массивы, охраняющие подходы судов к суше, удалось отработать в юго-западной части акватории около 6000 км профилей. Оценивая полученные материалы, можно сказать, что юго-западный шельф моря Лаптевых имеет весь необходимый набор «типовых» положительных предпосылок нефтегазоносности, а именно: высокую (до 10–13 км) мощность осадочной толщи, контрастную структуру чехла с обилием выраженных структурных и неструктурных ловушек; устойчивое погружение на последних этапах геологической истории и т.д. (рис. 1).

Сложное строение моря Лаптевых и отсутствие глубоко-го бурения на шельфе (результаты которого единственно