

УДК 551.243 (470.21)

Структурный анализ серговской толщи палеопротерозоя юго-востока Кольского полуострова, Балтийский щит

С.В. Мудрук, В.В. Балаганский

Геологический институт КНЦ РАН, Апатитский филиал МГТУ

Аннотация. В статье описана история деформаций палеопротерозойских пород серговской толщи, которые протекали в период 1.97-1.89 млрд лет. Составлена структурно-возрастная шкала, описаны структурные формы, причем как периода сжатия (D_2 - D_3), так и периода растяжения (D_4 - D_5), проведен геометрический анализ для этапов D_1 - D_5 и выполнены кинематические построения для этапов D_2 - D_4 . Образование золотоносных сдвиговых зон изученного района было связано с этапом растяжения D_4 .

Abstract. The paper deals with deformational history of Palaeoproterozoic rocks of the Sergozero Unit. The deformations occurred 1.97-1.90 Ga ago. The temporal succession of compressional (D_2 - D_3) and extensional (D_4 - D_5) deformations has been considered. Results of geometrical (D_1 - D_5) and kinematic (D_2 - D_4) analyses of linear and planar textures have been presented. The extensional event D_4 resulted in the development of gold-bearing shear zones.

Ключевые слова: последовательность деформаций, геометрический анализ, кинематический анализ, золотоносные сдвиговые зоны, палеопротерозой, Кольский регион

Key words: deformational succession, geometrical analysis, kinematic analysis, gold-bearing shear zones, Paleoproterozoic, Kola Peninsula

1. Введение

Кольский регион сложен архейскими и палеопротерозойскими образованиями (*Геологическая карта*, 1996). Серговская толща, породы которой развиты в южной и юго-восточной частях Кольского полуострова, относилась к архею (*Радченко и др.*, 1994), но в ее составе сейчас выявлены как неоархейские (*Астафьев и др.*, 2005; *Дэйли, Балаганский, неопубл. данные*), так и палеопротерозойские (1.96-1.976 млрд лет; *Daly et al.*, 2001; 2006) породы. Это обуславливает необходимость уточнения палеопротерозойской истории Кольского региона. Таким образом, структурный анализ пород серговской толщи, включая реконструкцию кинематики движений во время ее развития, является необходимым для выполнения этой задачи. Без этих данных реконструкция тектонического развития юго-востока Кольского полуострова во время Лапландско-Кольской орогении примерно 2.0-1.9 млрд лет тому назад (*Балаганский и др.*, 2006) будет неполной. Кроме этого, в пределах серговской толщи встречаются золотоносные сдвиговые зоны (*shear zones*; *Балаганский, Беляев*, 2005). Предлагаемая статья посвящена рассмотрению последовательности деформационных событий в палеопротерозойских породах серговской толщи района среднего течения р. Стрельна, детальному описанию всех деформационных структур, реконструкции кинематики тектонических движений и определению относительного возраста золотоносных сдвиговых зон.

2. Геологическое строение района

Серговская толща находится в Стрельнинском террейне палеопротерозойского Лапландско-Кольского орогена (рис. 1А) (*Балаганский и др.*, 2006). Согласно (*Радченко и др.*, 1994), эта толща сложена амфибол-биотитовыми, гранат-амфибол-биотитовыми и эпидот-амфибол-биотитовыми гнейсами (все нередко с гранатом), а также амфиболитами (основными метавулканитами). В подчиненном количестве присутствуют слюдяные и гранат-слюдяные гнейсы (часто с силлиманитом), иногда встречаются гранат-кианит-слюдяные гнейсы, сульфидсодержащие биотитовые гнейсы, а также кальцифиры, несущие пирротин-пиритовую вкрапленность. В слабо метаморфизованных осадках наблюдаются реликты ритмичной слоистости. Осадочные протолиты представлены граувакками. Метаосадки и метавулканиты серговской толщи, чередующиеся с пластинами гранитогнейсов, имеют выдержанное северо-западное простирание (*Геологическая карта...*, 1996).

В пределах южной и юго-восточной части Кольского полуострова выделяются два типа разломов – надвиги и дугообразные разломы типа сдвигов, сопряженные с надвигами, которые представляют собой единую динамическую систему (*Беляев*, 1980; *Федоров и др.*, 1980). Эти разломы имеют палеопротерозойский возраст и связаны с Лапландско-Кольской сутурой, образовавшейся 1.90-1.94 млрд лет назад (*Балаганский и др.*, 2006).

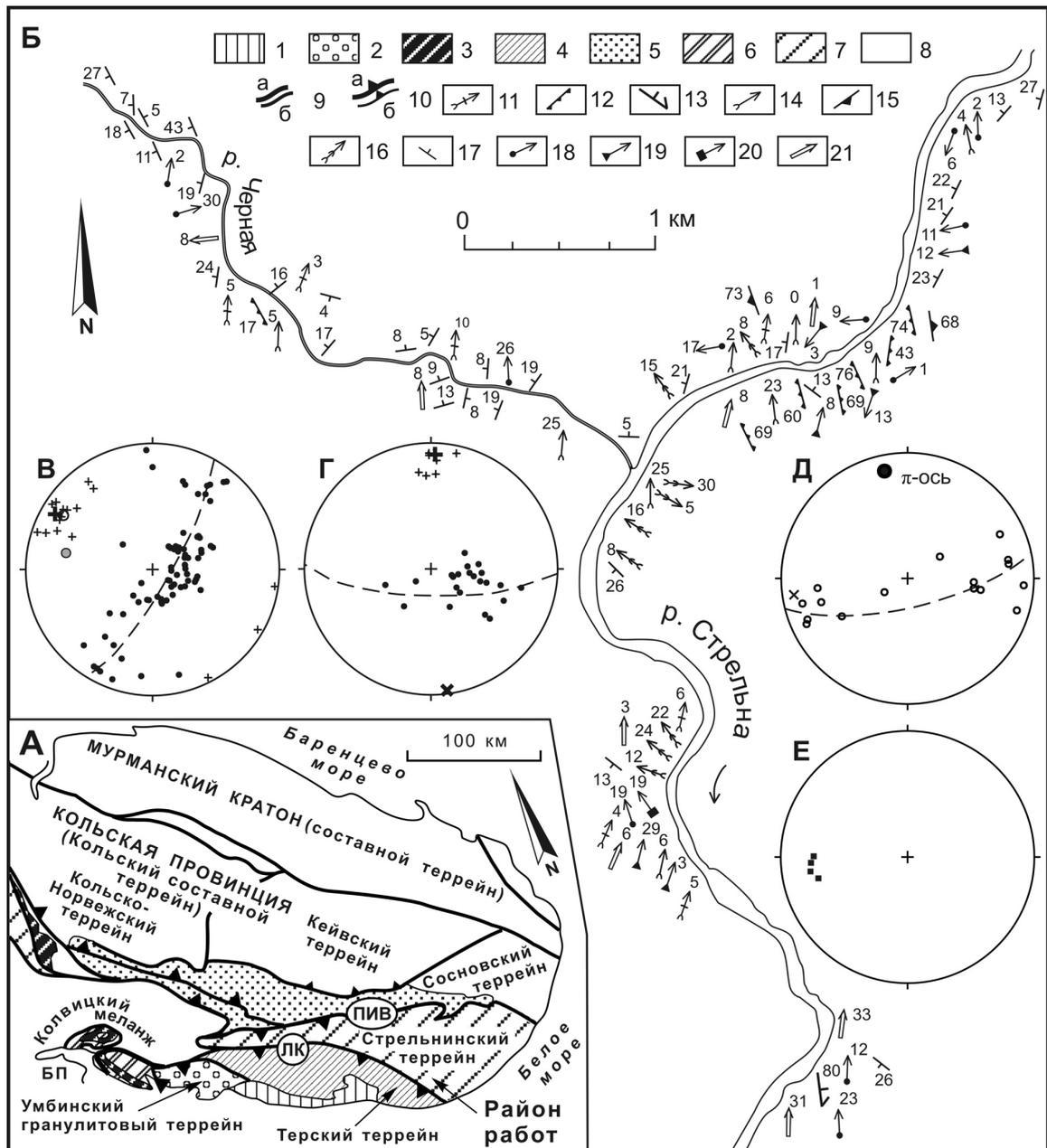


Рис. 1. А – схема тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита (Балаганский и др., 2006; с изменениями). Б – карта структурных форм и элементов в породах серговской толщи. В-Е – ориентировка структурных элементов, образованных на этапах D_2 - D_5 (здесь и далее равноплощадная проекция на нижнюю полусферу): В-Г – этапы D_2 и D_3 , соответственно (крестики – шарниры складок, большой крест – усреднённый шарнир, белый кружок – π -ось, серый кружок – шарниры межбужинных пережимов, точки – полюсы части плоскостных текстур S_1 , рассеянных складками F_2 и F_3 , соответственно); Д – этап D_4 , полюсы сбросов; Е – этап D_5 , шарниры межбужинных пережимов.

1-10 – А: 1 – рифей; 2 – гранулиты (1.9-2.0 млрд лет); 3 – анортозиты (2.45 и 1.9 млрд лет); 4 – тектонические пакеты островодужных супракrustальных толщ и ТТГ комплексов (1.9-2.0 млрд лет); 5 – рифтогенные комплексы (1.85-2.5 млрд лет); 6 – тектоническая смесь мафических вулканоплутонических (1.9-2.1 и 2.4-2.5 млрд лет) и гранитогнейсовых (2.7 млрд лет) комплексов; 7 – гранитогнейсы и супракrustальные толщ (2.6-2.9 млрд лет) с тектоническими пластинами супракrustальных толщ и ТТГ комплексов (1.9-2.0 млрд лет); 8 – гранитогнейсы и супракrustальные толщ (2.6-2.9 млрд лет); 9 – разломы главные (а) и второстепенные (б); 10 – надвиги главные (а) и второстепенные (б).

11-21 – Б: 11 – шарниры s-образных изгибов (D_4); 12 – сбросы (D_4); 13 – плоскости сдвигового (shear) течения (D_4); 14 – шарниры складок F_3 ; 15 – взбросы (D_3); 16 – шарниры складок F_2 ; 17 – сланцеватость, полосчатость (D_1); 18 – бороздчатость; 19 – линейность по амфиболу; 20 – линейность по кианиту; 21 – длинные оси будин.

Первое определение возраста вулканитов серговской толщи U-Pb методом по циркону дало значение 1961 ± 9 млн лет (Daly *et al.*, 2001), позднее для расположенных значительно восточнее вулканитов была получена U-Pb датировка по циркону 1974 ± 8 млн лет (Daly *et al.*, 2006). Серговская толща и пространственно связанные с ней гранитогнейсы интерпретируются как островодужные образования (Иванов, 1987) и возникли за счет палеопротерозойского ювенильного материала (Daly *et al.*, 2001; 2006). Породы серговской толщи испытали метаморфизм от высокотемпературной амфиболитовой до фации зеленых сланцев (Беляев *и др.*, 1977; Беляев, 1980).

3. Структурно-возрастная шкала

Во время полевых исследований палеопротерозойских пород серговской толщи были сделаны 580 замеров ориентировок сланцеватости, полосчатости, шарниров складок, межбудинных пережимов и S-образных изгибов, длинных осей будин и линейности. В результате была составлена карта структурных форм и элементов (рис. 1Б). Все эти структурные формы и элементы образовались в результате проявления нескольких этапов деформации, и ниже дается краткое их описание.

Этап D₁. Амфиболиты и гнейсы рассланцованы и интенсивно мигматизированы в условиях амфиболитовой фации. Для этих пород характерны многочисленные согласные прожилки мелкозернистой лейкосомы мощностью до 1 см (обычно первые несколько миллиметров). Эти прожилки смяты в различные складки (рис. 2А) и секутся всеми последующими лейкосомами и кварц-полевошпатовыми жилками, петрографическая характеристика которых приводится в работе (Мудрук, 2005). На основании этого делается вывод о том, что эта лейкосома (**m₁**) и параллельная ей сланцеватость **S₁** являются самыми древними структурными формами. Условия этого этапа – сжатие или растяжение – остались неясными.

Этап D₂. В ряде обнажений полосчатость и лейкосома этапа **D₁** смяты в складки со специфичной морфологией: они резко асимметричны, и степень их сжатости быстро меняется вдоль осевой поверхности. Азимуты погружения шарниров складок **F₂** варьируют в пределах $288-324^\circ$, углы погружения – от 2 до 32° , а усредненный шарнир погружается по азимуту 300° под углом 15° (рис. 1В). Осевые поверхности наклонены к северо-востоку, причем вместе с увеличением наклона угол между крыльями уменьшается вплоть до образования почти изоклинальных складок. Крылья складок сорваны, причем эти срывы являются надвигами, плоскости которых ориентированы параллельно осевым поверхностям складок (рис. 2Б). Следовательно, этап **D₂** протекал в условиях сжатия. Надвиги залечены лейкосомой с гранатом, который образует крупные (до 3 см) агрегаты (рис. 2Б). Максимальный наклон осевых поверхностей наиболее приближен к положению плоскостей сдвига, которые совпадают с плоскостями надвигов. Судя по ориентировке, именно на этом этапе образовались крупные надвиги к северо-востоку и юго-западу, отмеченные в работах (Беляев, 1980; Федоров *и др.*, 1980), и он должен сопоставляться с этапом главного сжатия (коллизии) во время Лапландско-Кольской орогении 1.92-1.93 млрд лет назад (Балаганский *и др.*, 2006; Daly *et al.*, 2006).

Этап D₃. Складки **F₂** секутся дайкой плагногранита (рис. 2Г и 3А). Дайка рассланцована и мигматизирована, причём мигматитовая полосчатость смята в открытые асимметричные складки (рис. 2В), которые рассматриваются нами как структуры этапа **D₃**. Более крупные складки **F₃** такой же специфической морфологии и ориентировки были выявлены в мигматизированных амфиболовых гнейсах и амфиболитах. Шарниры складок **F₃** погружаются к северу под углами $25-26^\circ$ (рис. 1Г), а осевые поверхности под средними углами падают к З–СЗ. На основании одинаковой кинематики движений (см. раздел 5), к этапу **D₃** также отнесены взбросы. Линия пересечения взбросов расположена субпараллельно усредненному шарниру складок и погружается по азимуту 172° под углом 2° .

Как и этап **D₂**, этап **D₃** происходил в условиях сжатия. Направление сжатия ориентировано косо по отношению к простиранию главных структур сжатия (угол между шарнирами складок **F₂** и **F₃** составляет 54°). На этом основании данный этап сопоставляется нами с этапом косоугольного сжатия (транспрессии), происходившем после главного периода сжатия в Лапландско-Кольском орогене (Балаганский *и др.*, 2006; Daly *et al.*, 2006).

Этап D₄. Во время этого этапа деформации формировались сбросы, которые указывают на условия растяжения. Они залечены кварц-полевошпатовым материалом, образующим жилы мощностью до 7 см. Система сопряженных сбросов используется для реконструкции ориентировки поля напряжений во время их образования (Ramsay, Huber, 1987), и такая реконструкция будет проведена ниже. Сейчас мы только подчеркнем, что растяжение, которое привело к образованию сбросов, должно было быть ориентировано перпендикулярно полюсу дуги большого круга, по которой рассеяны плоскости сбросов, т.е. растяжение было субширотным.

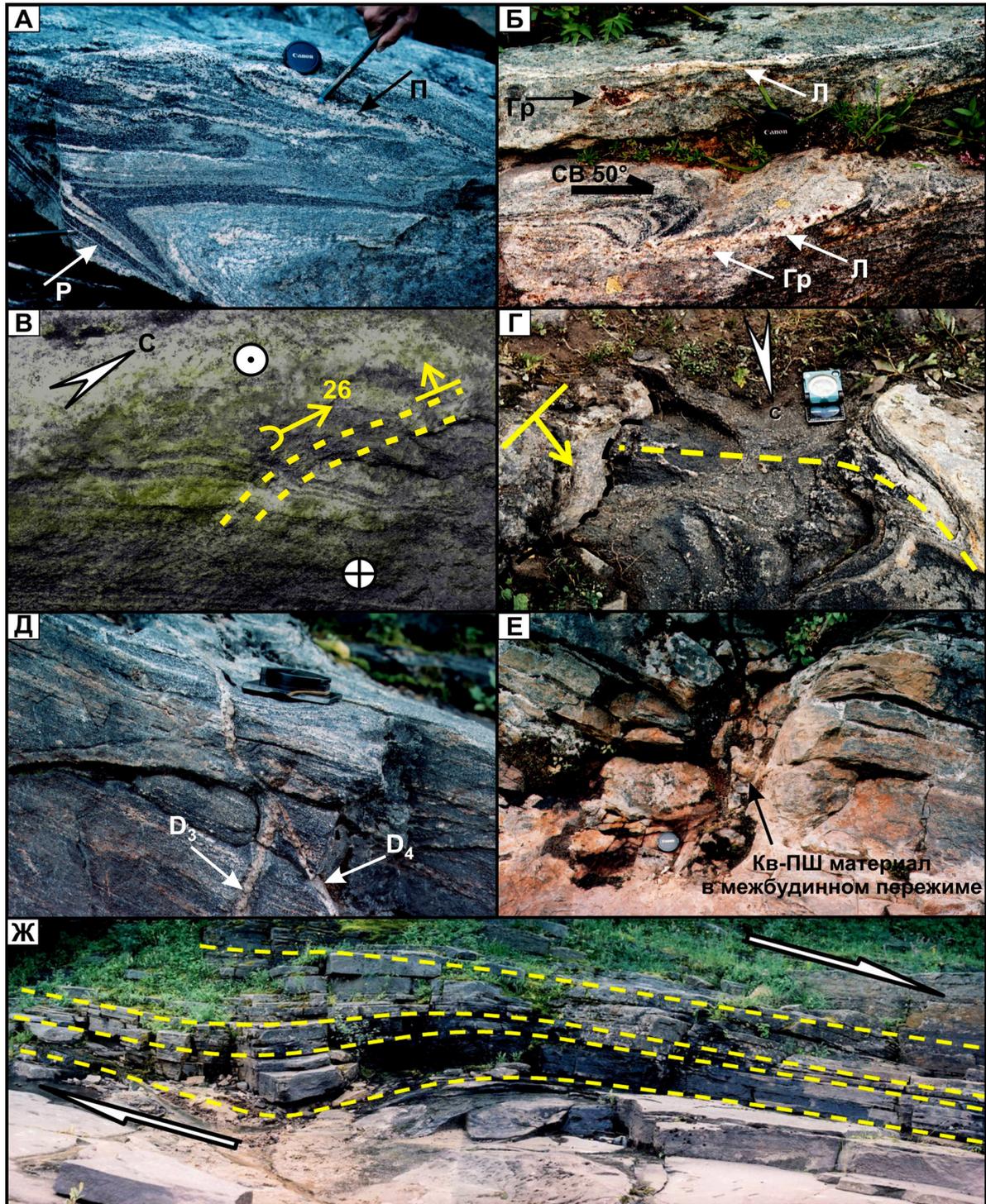


Рис. 2. Структурные формы в породах серговской толщи.

А – ранняя лейкосома m_1 (Р) и поздняя (П), маркирующая надвиги (диаметр крышки 58 мм).
 Б – лейкосома (Л) с гранатом (Гр), маркирующая надвиги этапа D_2 . В – открытые асимметричные складки в дайке плаггиогранита (пунктир – осевые поверхности; здесь и далее кружок с точкой – движение к наблюдателю, кружок с крестиком – от наблюдателя). Г – секущий контакт дайки плаггиогранита (черный пунктир) по отношению к складкам F_2 (светлый пунктир – осевая поверхность).
 Д – пересечение раннего взброса (D_3) сбросом (D_4), причем оба разрыва залечены гранитоидным материалом. Е – межбужинный пережим в амфиболитах, залеченный кварц-полевошпатовым материалом. Ж – s-образная складчатая форма (D_4) с разной мощностью её крыльев (стрелки – направление сдвигового (*shear*) течения; ширина фото 15 м).

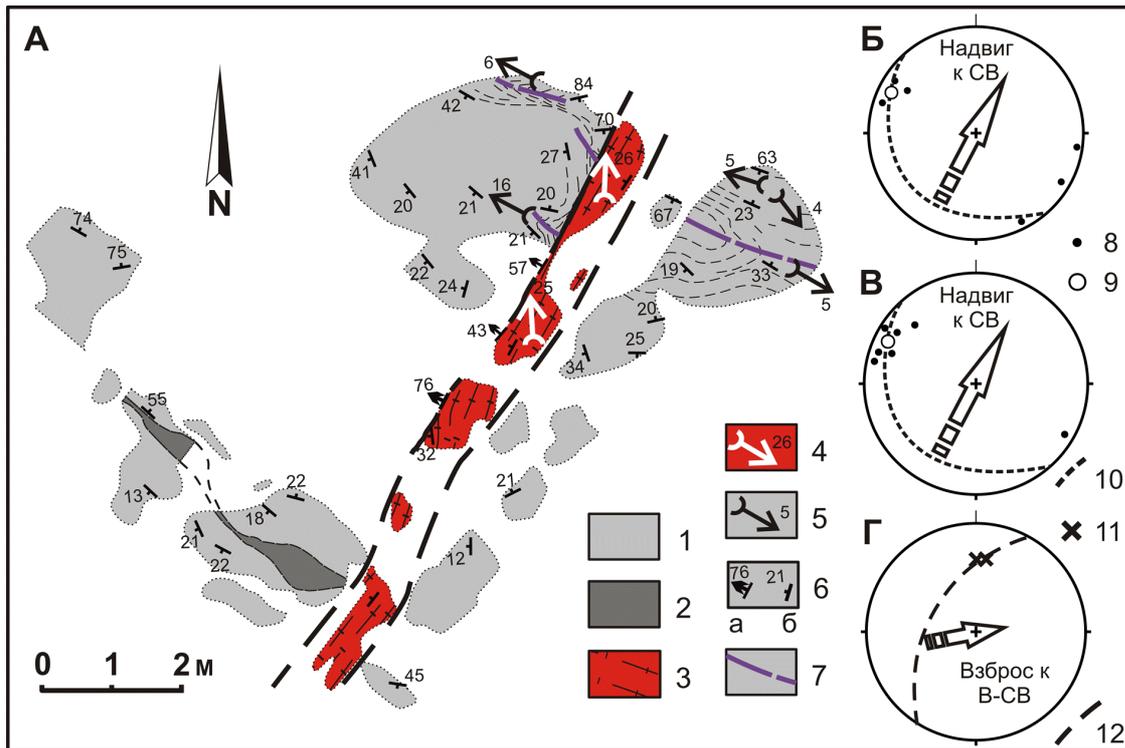


Рис. 3. А – дайка плагиогранита, секущая смятые в складки F_2 амфиболиты. Б-Г – ориентировки структурных форм и элементов этапов D_2 (Б, В) и D_3 (Г).

1 – амфиболит, 2 – расланцованный амфиболит, 3 – плагиогранит, 4-5 – шарниры складок F_3 (4) и F_2 (5), 6 – ориентировка контакта дайки (а) и сланцеватость, полосчатость (б), 7-9 – складки F_2 : осевые поверхности (7), шарниры (8) и усредненный шарнир (9), 10 – надвиги (D_2), 11 – шарниры складок F_3 , 12 – взбросы (D_3). Стрелки на диаграммах – направление надвигания и взбрасывания.

В одном из обнажений наблюдались две пегматоидные жилки, при этом одна пересекала другую (рис. 2Д). Ранняя жилка залечивает плоскость взброса, а поздняя – сброса. Таким образом, сбросы являются более поздними по отношению к этапу D_3 , когда формировались взбросы и надвиги в восточном направлении.

К этапу D_4 относится и сдвиговая зона растяжения, которая рассечена пегматитовыми жилами (рис. 4; под сдвигом здесь и далее понимается не тип разлома, а механизм деформации, которому в англоязычной литературе отвечает термин "shear"). Плоскость сдвига погружается по азимуту 82° под углом 80° . На диаграмме (рис. 1Д) ориентировка плоскости сдвига попадает в поле рассеивания плоскостей сбросов, образуя вместе с ними единую систему структур растяжения. На рис. 5 видно, что ориентировки плоскостных структур в сдвиговой зоне и в ее бортах рассеяны по дуге большого круга, полюс которой погружается по азимуту 177° под углом 63° , следовательно, растяжение происходило примерно в широтном направлении. Эти данные также согласуются с выводом о формировании сдвиговой зоны и рассеивании плоскостных текстур в ее бортах на этапе D_4 .

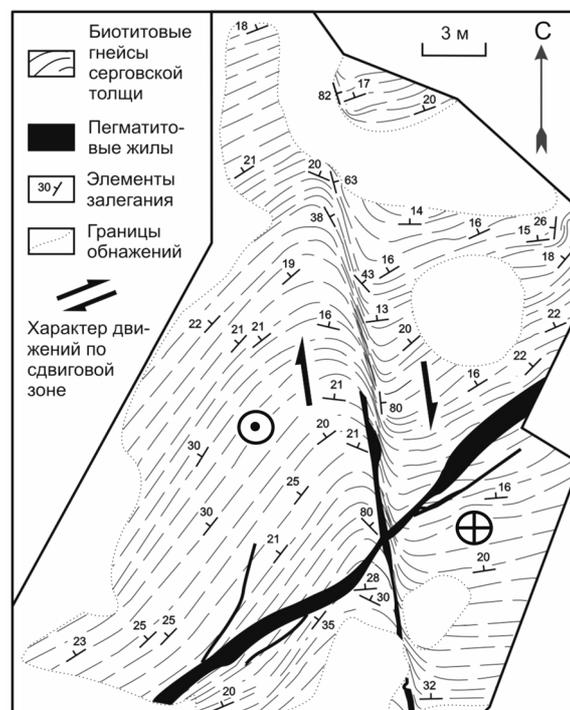


Рис. 4. Сдвиговая зона растяжения в обн. 704-31 (восточный ее борт сброшен)

В южной части изученной территории развиты s-образные открытые складки с крыльями разной мощности (рис. 2Ж), что характерно для складок в сдвиговых зонах (Ramsay, Huber, 1987). Плоскости сдвига полого падают к запад-северо-западу, и лежащие выше породы смещены к запад-северо-западу. Это указывает на сбросовые движения в условиях растяжения в субширотном направлении, т.е. при ориентировке, при которой возникли отмеченные выше сбросы и сдвиговая зона растяжения. На основании изложенного выше эти структуры растяжения отнесены к этапу D₄.

С некоторыми s-образными складчатыми структурами пространственно связаны зоны сульфидной минерализации с содержанием золота до 0,2 г/т. В одной из зон со сплошной сульфидной минерализацией наблюдались различно ориентированные фрагменты гнейсов, причем один фрагмент был изогнут. Шарниры s-образных складчатых форм, шарнир изогнутого фрагмента и ось вращения всех фрагментов гнейсов субпараллельны друг другу (рис. 6, А и Б). Поэтому сделан вывод, что образование золотоносной сульфидной зоны и описанных структурных форм также произошло на этапе D₄ при субширотном растяжении.

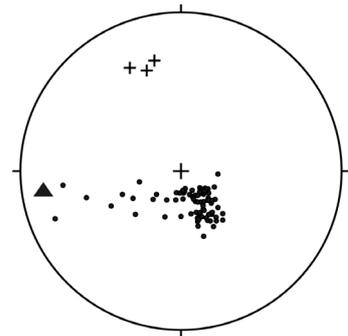


Рис. 5. Ориентировка шарниров подворотов (этап D₄; кресты), полюса плоскости сдвигового течения (этап D₄; треугольник) и полюсов полосчатости и сланцеватости (этап D₁; кружки) в обн. 704-31

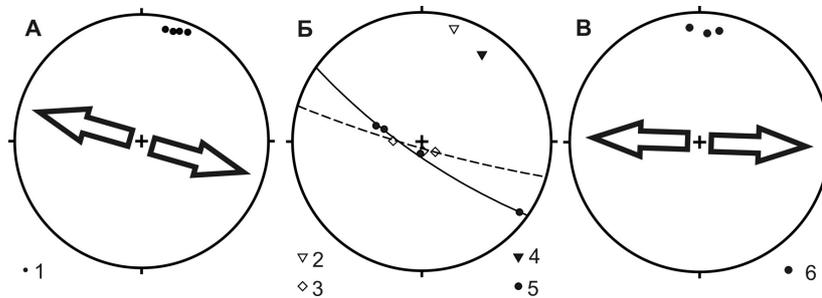


Рис. 6. Ориентировка структурных форм и элементов этапа D₄.

А-Б – обн. 419-420: 1 – шарниры s-образных складчатых изгибов, 2 – шарнир открытого изгиба гнейсового фрагмента в зоне сульфидной минерализации обн. 419, 3 – сланцеватость и полосчатость в изогнутом фрагменте гнейса, 4 – ось вращения гнейсовых фрагментов, 5 – шарниры s-образных складчатых изгибов в золотоносной сдвиговой зоне. В – обн. 3777: 6 – шарниры s-образных складчатых изгибов. Стрелки показывают направление растяжения.

В одном из обнажений на контакте амфиболитов и гнейсов находится низкотемпературная сдвиговая зона (рис. 7А) с содержанием Au до 2.1 г/т (Балаганский, Беляев, 2005) и, по предварительным данным, размером золотин до первых микрон (Елисеев, 2007). В ней также выявлены s-образные изгибы, связанные со сдвиговыми зонами растяжения (рис. 7Б). Шарниры изгибов в среднем погружаются по азимуту 174° под углом 15° (рис. 6В). Плоскость сдвига полого падает к западу, и лежащие выше ее породы также смещены к западу. Это указывает на сбросовые движения при растяжении, которое происходило по линии запад-восток (рис. 6В).

Этап D₅. При изучении потенциально золотоносных пород были выявлены межбужинные пережимы (рис. 2Е). Будинажу подверглись гранат-амфиболовые и амфибол-гранат-биотитовые гнейсы и полосчатые амфиболиты с сульфидной минерализацией. Межбужинные пережимы залечены кварцевым или кварц-полевошпатовым материалом. Этот

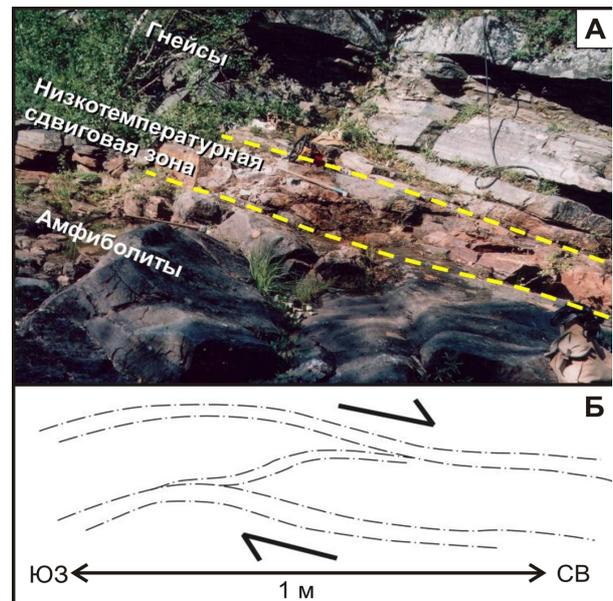


Рис. 7. Золотоносная сдвиговая зона в обн. 3777: общий вид (А) и характерные s-образные складчатые изгибы (Б)

будинаж отнесен к самому последнему этапу деформации. Ориентировки шарниров межбудинных пережимов данного этапа приведены на рис. 1Е.

Установленная последовательность деформационных событий, а также мигматизации, этапов пегматитообразования и плагиогранитного дайкового магматизма сведена в таблице.

Таблица. Последовательность эндогенных процессов в породах серговской толщи

Этап	Геологические события	Возраст
D₅	Будинаж. Межбудинные складки и пережимы (парагенезис кварц+плагиоклаз). Растяжение С–Ю.	1896 ± 10 млн лет (<i>Daly et al.</i> , 2006)
D ₄ ^B	Разлинзование и будинаж пегматитовых жил.	
D ₄ ^A	Пегматитовые жилы.	
D₄	Растяжение ЗЮЗ–ВСВ; система сопряженных сбросов, часть из них маркируется гранитными жилами. Сдвиговые деформации субширотного растяжения; образование s-образных складчатых изгибов; образование золотоносных сдвиговых зон; вращение фрагментов гнейсов в этих сдвиговых зонах. Парагенезис амфибол+биотит+плагиоклаз+кварц.	
D ₃ ^B	Разлинзование и будинаж пегматитовых жил.	
D ₃ ^A	Пегматитовые жилы.	
D₃	Косое сжатие (транспрессия), взбросы по аз. 70°ВСВ (парагенезис амфибол+биотит±гранат+плагиоклаз+кварц).	
D ₂ ^B	Рассланцевание и мигматизация дайки плагиогранита.	
D ₂ ^A	Дайка плагиогранита (простираение 30°).	
D₂	Сжатие ССВ–ЮЮЗ, мигматизация вдоль надвигов (парагенезис амфибол+биотит+гранат+плагиоклаз+кварц).	
D₁	Образование амфиболитов и гнейсов, их рассланцевание и мигматизация (парагенезис амфибол+биотит+гранат+плагиоклаз+кварц).	
	Породы, исходные для палеопротерозойских гнейсов и амфиболитов серговской толщи.	1.96-1.97 млрд лет (<i>Daly et al.</i> , 2001; 2006)

4. Геометрический анализ

На каждом из этапов деформации породы серговской толщи изменяли свою ориентировку, вращаясь вокруг осей (шарниров складок), характерных для каждого этапа. Для того чтобы определить, все ли различные ориентировки сланцеватости и мигматитовой полосчатости этапа **D₁**, а также первичной полосчатости, наблюдаемые в каждом обнажении и поэтому называемые ниже главными плоскостными элементами, связаны с этапами **D₂–D₅**, мы с общей диаграммы последовательно снимали ориентировки перечисленных выше главных плоскостных элементов, рассеянных разнообразными складками и изгибами этапов **D₂–D₅** (рис. 8). В идеальном случае в результате мы должны получить структурный узор, обусловленный ориентировками главных плоскостных текстур к моменту этапа **D₂**.

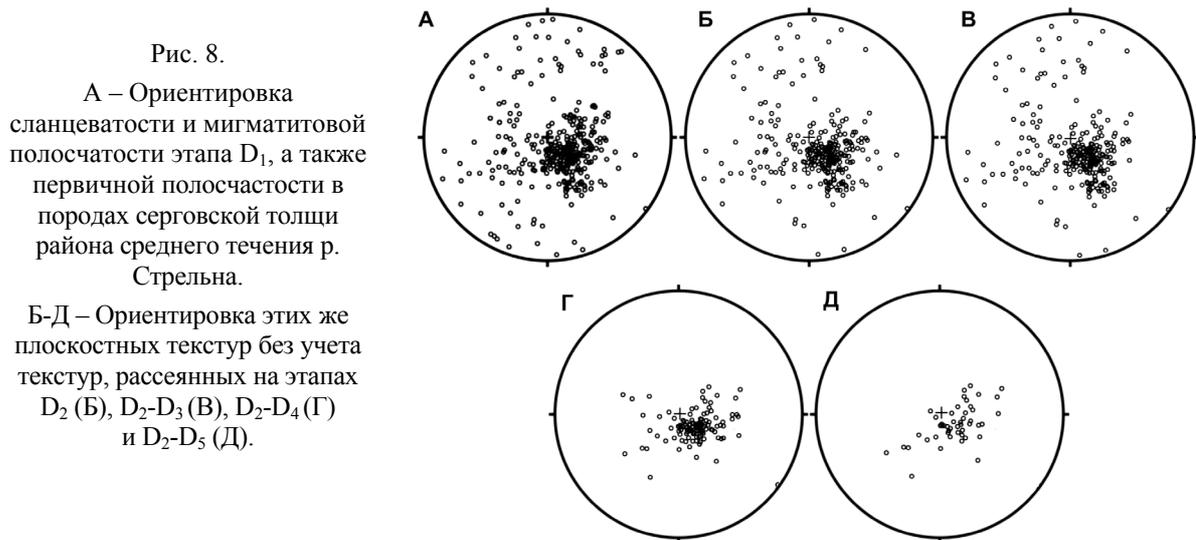
На этапе **D₂** главные плоскостные элементы, наблюдаемые в породах серговской толщи, были равномерно рассеяны вокруг шарниров сжатых складок и межбудинных пережимов. Один из примеров этого рассеивания показан на рис. 1В. Влияние этого этапа на рассеивание ориентировок главных плоскостных элементов можно оценить, сравнивая рис. 8А с рис. 8Б. Можно легко увидеть, что основной характер рассеивания без учета этапа **D₂** практически не изменился, но плотность полюсов главных плоскостных текстур уменьшилась. Очевидно, что сохранение характера рассеивания связано с большой степенью сжатости складок и близким положением плоскостных текстур на разных крыльях складок.

Шарниры сжатых складок **F₃** в целом погружаются к северу под углом около 25°, и пример рассеивания ими главных плоскостных текстур приведен на рис. 1Г. Рассеивание этих текстур без учета этапов **D₂** и **D₃** (т.е. обусловленное только деформациями этапов **D₄–D₅**), показано на рис. 8В. По-видимому, большая сжатость складок **F₃**, как и в случае со складками **F₂**, не привела к значительному рассеиванию главных плоскостных текстур, так как на рис. 8В снова наблюдается такой же характер рассеивания, что и на исходной диаграмме (рис. 8А).

Структурные формы этапа **D₄** распространены достаточно широко, и снятие с исходной диаграммы ориентировок главных плоскостных текстур, рассеянных на этом этапе, приводит к существенному изменению характера рассеивания. На рис. 8Г приведена диаграмма, с которой вслед за текстурами, ориентировка которых была обусловлена складками **F₂** и **F₃**, были убраны текстуры,

рассеянные на этапе D_4 . На этой диаграмме мы наблюдаем хорошо выраженный максимум концентрации полюсов плоскостных текстур, в целом отвечающий их пологому падению к северо-западу.

После удаления с исходной диаграммы ориентировок главных плоскостных текстур, рассеянных при самом позднем будинаже в условиях растяжения (этап D_5), на диаграмме остались полюса, образующие хорошо выраженный пояс рассеивания по дуге большого круга (азимут погружения 323° , угол погружения 12° ; рис. 8Д). Таким образом, к началу этапа D_2 плоскостные текстуры могли быть распределены по дуге большого круга, полюс которого (ось вращения) полого погружается к северо-западу. Близкую ориентировку имеет ось вращения (усредненный шарнир складок) этапа D_2 (азимут погружения 300° , угол погружения 15°). Поэтому мы полагаем, что данный структурный узор (рис. 8Д), скорее всего, следует связывать не с этапом D_1 , а с этапом D_2 , который оказал самое сильное влияние на строение и характер залегания пород в Терском районе (Беляев, 1980; Федоров и др., 1980). По-видимому, реальные складки, которые вызвали такое рассеивание, просто не были обнаружены нами во время полевых исследований, вследствие ограниченной обнаженности района. В таком случае после этапа D_1 (до этапа D_2) породы серговской толщи должны были полого падать в северо-западных румбах.



5. Кинематический анализ

Этап D_1 . В связи с отсутствием сведений о складчатых структурах этого этапа кинематический анализ не представляется возможным.

Этап D_2 . Надвиговые складки этапа D_2 (рис. 9А) морфологически идентичны складкам, которые можно использовать в качестве индикаторов направления движений (рис. 9Б), если они образуются при небольших величинах сдвиговых деформаций (Hanmer, Passchier, 1991). Перпендикуляр к усредненному шарниру, лежащий в плоскости надвига, является линией, вдоль которой происходили движения (van der Pluijm, Marshak, 2004, с.314). Направления же движений устанавливаются по морфологии асимметричных надвиговых складок. Максимальный наклон осевых поверхностей наиболее приближен к положению плоскостей сдвигового течения, которые совпадают с плоскостями надвига. Реконструкция кинематики показана на рис. 3Б.

Одна из складок имеет изогнутый шарнир (рис. 9В). Складки с такими шарнирами образуются при более высоких величинах сдвиговых деформаций (Hanmer, Passchier, 1991), а при $\gamma > 10$ они становятся колчановидными (Cobbold, Quinquis, 1980). Сдвиговое течение происходит в направлении выгнутой шарнира. В нашем случае шарнир выгнут к С-СВ, и в этом же направлении происходило надвижение. Реконструкция кинематики приведена на рис. 3В.

Таким образом, двумя независимыми способами и с учетом данных по всей территории установлено, что надвижение на этапе D_2 происходило в рассмотренных обнажениях к северо-востоку (30°). В других обнажениях наклон осевых поверхностей указывает на надвижение к юго-западу (210°).

Этап D_3 . Движения на этапе D_3 реконструируются по складкам в дайке плагиогранита (рис. 2В). Эти складки маркируют взбросовые движения – часть складки западнее шарнира является взброшенной на восточную часть (рис. 2В), т.е. взбрасывание осуществлялось в восточном направлении. Реконструкция кинематики приведена на рис. 3В. Принимая, что движения происходили вдоль перпендикуляра к усредненному шарниру складок и линии пересечения плоскостей взбросов, азимут взбрасывания оказывается равным 90° .

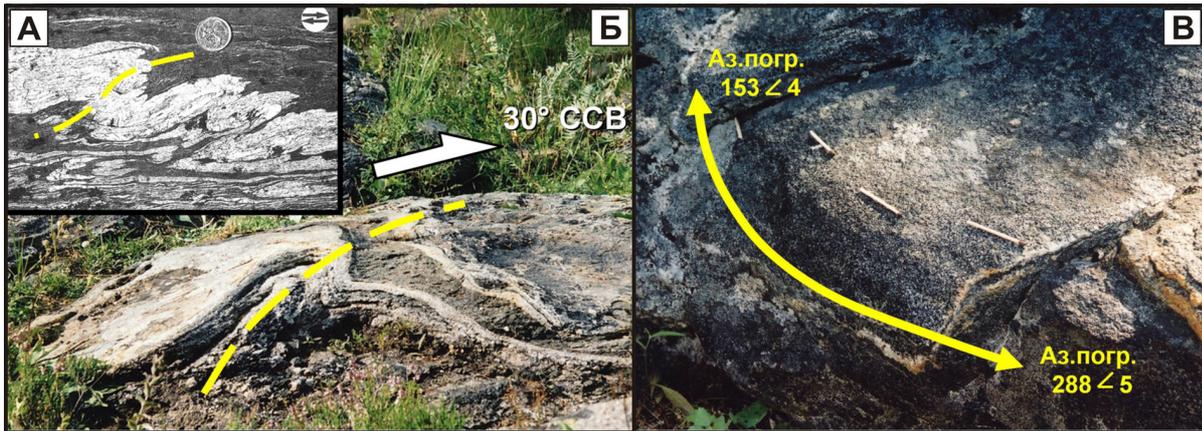
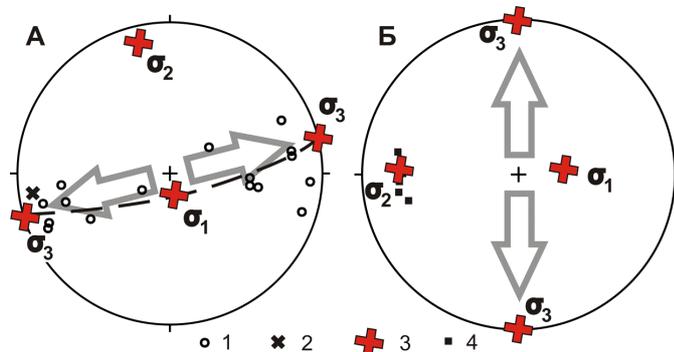


Рис. 9. А – складки со специфической морфологией и наклонными осевыми поверхностями, являющиеся индикаторами надвиговых движений (Hanmer, Passchier, 1991). Б, В – складки, образовавшиеся на этапе D_2 и имеющие такую же морфологию (Б) и изогнутые шарниры (В).

Рис. 10. Ориентировка поля напряжений на этапах D_5 (А) и D_5 (Б).
 1 – полюса плоскостей сбросов (D_4),
 2 – полюс сдвиговой зоны растяжения (D_4),
 3 – оси главных напряжений:
 σ_1 – сжимающее,
 σ_2 – промежуточное,
 σ_3 – растягивающее;
 4 – шарниры межбужинных пережимов (D_5).



Этап D_4 . Поле напряжений, воздействующее на горные породы, приводит к образованию двух сопряженных систем скалывающих напряжений (Ramsay, Huber, 1987). При горизонтальном расположении оси максимального растяжения σ_3 и вертикальном положении оси максимального сжатия σ_1 эти две сопряженные системы будут представлены сбросами при горизонтальном положении линии их пересечения, отвечающей промежуточной оси σ_2 . На стереографической диаграмме ориентировок плоскостей изученных нами сбросов (рис. 10А) хорошо видно, что полюса сбросов распределены равномерно вдоль дуги большого круга, азимут падения которой равен 165° , а угол падения – 80° . Таким образом, на основе теоретической модели мы можем точно определить ориентировку главных осей напряжений во время этапа D_4 . Промежуточная ось σ_2 определяется как полюс плоскости, в которой рассеяны полюсы сбросов. Полюс этой плоскости погружается по азимуту 345° под углом 10° и отвечает оси σ_2 . Ось максимальных напряжений σ_1 (максимальное сжатие) определяется как линия, делящая пополам угол между двумя сбросами, падающими навстречу друг другу под максимальными углами, т.е. ориентирована субвертикально. Ось минимального напряжения σ_3 (максимальное растяжение) определяется как перпендикуляр к плоскости, образованной осями σ_2 и σ_1 . Таким образом, ось сжатия σ_1 погружается по азимуту 162° под углом 80° , а ось растяжения σ_3 – по азимуту 75° под углом 1° .

Шарниры s-образных складчатых форм, шарнир изогнутого фрагмента и ось вращения всех фрагментов гнейсов в обнажениях золотоносных пород субпараллельны друг другу (рис. 6). На основании этого сделан вывод, что образование золотоносного сульфидного оруденения и описанных структурных форм также произошло на этапе D_4 при растяжении по линии З-СЗ-В-ЮВ.

Этап D_5 . При растяжении субгоризонтально залегающих слоев компетентные слои испытывают будинаж, при этом ось максимального растяжения σ_3 располагается вдоль пластов, которые подвергаются будинажу, перпендикулярно шарнирам межбужинных пережимов. Шарниры межбужинных пережимов отвечают промежуточной оси σ_2 , а ось максимального сжатия σ_1 ориентирована перпендикулярно σ_3 и σ_2 . Исходя из ориентировок элементов будин, мы установили, что ось максимального растяжения σ_3 ориентирована субгоризонтально по направлению С-Ю, промежуточная ось σ_2 погружается по азимуту 262° под углом 24° , а угол наклона оси максимального сжатия σ_1 составляет 66° (рис. 10Б).

В 8 км к северу от устья р. Черной на левом берегу р. Стрельна наблюдается гранитоидная жилка, внедряющаяся вдоль сброса, который падает к северу по азимуту 9° под углом 75° (Балаганский, неопубл. данные). При данной ориентировке этот сброс мог возникнуть в поле напряжений этапа D₅. Для маркирующего сброс жильного гранитоида получена U-Pb датировка по циркону 1896±10 млн лет (Daly et al., 2006), которая может, таким образом, отвечать этапу D₅.

6. Заключение

Главные структурные формы в палеопротерозойских породах серговской толщи, испытавших метаморфизм амфиболитовой фации, судя по их ориентировке и кинематике движений, коррелируются со структурами в гранулитах Умбинского террейна (рис. 1А). Все эти структуры образовались во время коллизии (сжатие С-СВ–Ю–ЮЗ) и последующей транспрессии (сжатия, ориентированного косо относительно структур сжатия). В отличие от умбинских гранулитов, в изученных породах амфиболитовой фации метаморфизма самые поздние структуры развивались в условиях растяжения. Во время этого периода растяжения в условиях низких ступеней амфиболитовой фации метаморфизма образовались золотоносные сдвиговые зоны.

Авторы благодарны В.И. Пожиленко за тщательное рецензирование рукописи и конструктивные замечания. Данная работа является вкладом в проекты РФФИ 08-05-90416-Укр-а и 09-05-00160-а.

Литература

- Cobbold P.R., Quinquis H. Development of sheath folds in shear regimes. *J. Structural Geology*, v.2, N 1-2, p.119-126, 1980.
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J., de Jong K., Guise P., Bogdanova S., Gorbatshev R., Bridgwater D. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield. *Precambrian Res.*, v.105, Ns 2-4, p.289-314, 2001.
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. *European Lithosphere Dynamics. Geological Society of London, Memoir 32*, p.579-598, 2006.
- Hanmer S., Passchier C. Shear-sense indicators: A review. *Geological Survey of Canada, Paper 90-17*, 72 p., 1991.
- Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology, v.1: Strain analysis. *London, Academic Press*, 307 p., 1983.
- Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology, v.2: Folds and fractures. *London, Academic Press*, p.309-700, 1987.
- van der Pluijm B.A., Marshak S. Earth structure. Introduction into structural geology and tectonics. *New York-London, Norton and Co.*, 656 p., 2004.
- Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Воинов А.С., Матуков Д.И. Геологическое строение, петрологические особенности и возраст пород имандровской серии верхнего архея (Кольский полуостров). Геология и геодинамика архея. *Мат. I Росс. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., Центр информ. культуры*, с.28-33, 2005.
- Балаганский В.В., Беляев О.А. Золотоносные сдвиговые зоны в раннем докембрии Кольского полуострова: прогноз и первые результаты. Петрография XXI века. Т.3. Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита. *Апатиты, КНЦ РАН*, с.37-38, 2005.
- Балаганский В.В., Минц М.В., Дэйли Дж.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М., ГЕОКАРТ–ГЕОС, с.158-171, 2006.
- Беляев О.А. Древнейший фундамент Терской структурной зоны. Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. *Апатиты, КФ АН СССР*, с.3-14, 1980.
- Беляев О.А., Загородный В.Г., Петров В.П., Волошина З.М. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. *Л., Наука*, 88 с., 1977.
- Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) масштаба 1:500000. *Гл. ред. Ф.П. Митрофанов. Авт.: В.В. Балаганский, А.А. Басалаев, О.А. Беляев, В.И. Пожиленко, А.Т. Радченко, М.К. Радченко. Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН*, 1996.
- Елисеев Р.А. Петрография и рудная минералогия золотоносных сульфидных жил района оз. Пороярви (северо-запад Кольского региона). *Выпускная квалифик. работа магистра. Апатитский филиал Мурманск. гос. техн. универ.*, 85 с., 2007.

- Иванов А.А.** Состав, строение супракрустальных толщ и черты эволюции осадочно-вулканогенного породообразования архея Терского блока (Кольского полуострова). *Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук, Л., Изд. ЛГУ, 17 с., 1987.*
- Мудрук С.В.** Полифазные деформации и жильные гранитоиды в породах серговской толщи раннего докембрия юго-востока Кольского полуострова. Геология, полезные ископаемые и геоэкология северо-запада России. *Апатиты, КНЦ РАН, с.69-72, 2005.*
- Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А., Беляев О.А., Пожиленко В.И., Радченко М.К.** Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500000. *Апатиты, КНЦ РАН, 95 с., 1994.*
- Федоров Е.Е., Кислякова Н.Г., Федорова М.Е., Щербакова И.П.** Роль надвигов и дугообразных разломов в истории развития Терско-Нотозерской зоны. Региональная тектоника раннего докембрия СССР. *Л., Наука, с.146-151, 1980.*