
А. М. Ручьев

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СДВИГОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ, КОНТРОЛИРУЮЩИХ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНУЮ МИНЕРАЛИЗАЦИЮ И ПЕГМАТИТОГЕНЕЗ В ГНЕЙСАХ ЧУПИНСКОЙ СВИТЫ (беломорский комплекс пород Балтийского щита)

Введение

Совокупность гетерогенных геологических образований беломорского комплекса пород (БКП), отвечающая области распространения чупинской и хетолаббинской свит (толщ) беломорид, интерпретируется как позднеархейский рифтогенный энсиалический Беломорский зеленокаменный пояс (БЗП), подвергшийся повторному раннепротерозойскому рифтингу (Ручьев, 2002, 2005а, в, 2006, 2007а, 2008г; Голубев и др., 2007).

Отмечалось (Ручьев, 1997а–в, 1998а, 2000а, 2002 и др.) сходство БЗП с зеленокаменными поясами, отнесенными (Гровс, Бэтт, 1987) к типу продуктивных в отношении золоторудных, медно-никелевых, медных и цинковых колчеданных месторождений. Правомерность аналогии, основывавшейся и на материалах предшествовавшего изучения рудных объектов БКП (Гинзбург, 1921; Саморуков и др., 1985 и др.), подтверждена результатами работ последнего десятилетия: обнаружена «наложенная» благороднометалльная минерализация пегматитов (Крупеник и др., 2000; Ахмедов и др., 2001); аргументируется потенциальная золото-, платиноносность интрузивных пород комплекса габбро-анортозитов (Степанов, 2001); установлены признаки широкомасштабного проявления процессов комплексного (золото, серебро, платиноиды) металлогенеза в породах чупинской (Ручьев, 2001а, 2002, 2005а, в, 2007а) и хетолаббинской (Ахмедов и др., 2005) толщ; свекофеннский структурно-метаморфический комплекс по совокупности признаков выделен в качестве потенциально промышленно золотоносного (Ручьев, 2002 и др.); в хетолаббинской толще выявлены рудопроявления с медно-никелевой и золото-платино-палладиевой минерализацией, причем наиболее изученное из них по прогнозным ресурсам соответствует комплексному большеобъемному месторождению среднего размера (Петров и др., 2007). Таким образом, благороднометалльная, в частности золоторудная, специализация – ярко выраженная минерагеническая черта БЗП. Своеобразие его развития позволяет рассматривать соответствующую территорию в ранге рифтогенной неоархейской – палеопротерозойской золото-платиноидной субпровинции с условиями, благоприятными для форми-

рования крупнообъемных рудных объектов (Ручьев, 2007а; Голубев и др., 2007).

Детальный металлогенический анализ БЗП и основывающийся на нем прогноз, в практическом отношении теперь уже вполне актуальные, требуют адекватного представления об особенностях рудо-контролирующих структур и закономерностях их формирования. Получение новой информации о них, более полно, чем материалы ранее выполненных исследований, отражающей специфику эндогенных процессов, становится важной задачей.

В этой статье на примере Лоушского пегматитового поля, описание которого опубликовано (Гродницкий и др., 1985), рассматриваются методический подход, специально разработанный для анализа сложных тектонических структур БЗП, и полученные в результате его применения новые сведения о сдвиговых дислокациях, контролирующих благороднометалльную минерализацию, пегматито- и петрогенез в парагнейсах чупинской свиты.

Принципиальные особенности эндогенеза в гнейсах чупинской свиты

Метаморфические* разновидности парагнейсов, классифицируемые на основе фундаментальных представлений о минеральном парагенезисе и естественной минеральной фации (рис. 1), – продукты полиэтапного архей-протерозойского (2,9–1,75 млрд лет назад) изменения относительно однородного терригенного протолита, петро- и геохимически идентичного грауваккам верхов обобщенного разреза позднеархейских зеленокаменных поясов (Ручьев, 1997а, б; 2000а и др.).

I этап эндогенеза – формирование мелкозернистого слабосланцеватого лепидогранобластового или массивного гранобластового гранат-биотитового плагиогнейса-1 при снижении температуры (t_1) от 645 до 480 °С и давления (P_1) от 8,2–8,0 до 7,5 кбар,

* Термин «метаморфизм» употребляется в широком смысле для обозначения эндогенного преобразования пород в твердом состоянии.

которое, согласно принятой схеме классификации (Кориковский, 1979), происходит в диапазоне tP-условий регрессивного перехода от низкотемпературной области кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мус-

ковитовой и ставролитовой метаморфической фации (Ручьев, 1998б). Информации о деформационных событиях I этапа нет, так как в структурном отношении реликты гнейса-1 до сих пор остаются неизученными.

Седиментогенез

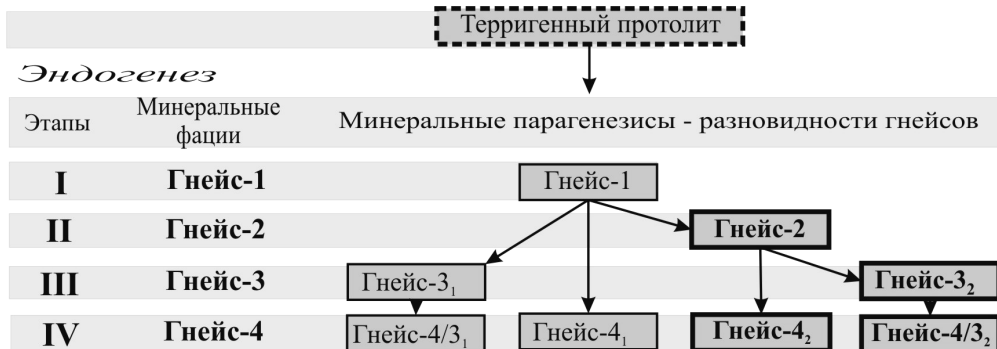


Рис. 1. Схема развития минеральных фаций и минеральных парагенезисов гнейсов чупинской свиты. Доминирующие разновидности выделены жирным шрифтом; минеральные парагенезисы: гнейс-1 – $9,96\text{Grt}_{72\pm 10}^{26\pm 10} + 20,40\text{Bt}_{37\pm 4} + 34,32\text{Pl} + 34,32\text{Qtz} \pm \text{Gr} + 0,98$ рудный; гнейс-2 – $2,54\text{Ku} + 10,51\text{Grt}_{70\pm 4}^{30\pm 9} + 24,02\text{Bt}_{38\pm 4} \pm \text{Kfs (Or)} + 26,49\text{Pl} + 35,82\text{Qtz} \pm \text{Gr} +$ рудный; гнейс-3 – $3,41\text{Ku} + 7,00\text{Grt}_{75\pm 4}^{23\pm 4} + 20,74\text{Bt}_{39\pm 4} + 35,80\text{Pl} + 32,68\text{Qtz} \pm \text{Gr} +$ рудный; гнейсы-4₁, -4₂, -4/3₁, -4/3₂ – $\pm \text{Ku} \pm \text{Grt}_{80\pm 5}^{18\pm 4} + \text{Ms} + \text{Bt}_{46} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Gr} +$ рудный. Символы минералов: Bt – биотит, Grt – гранат, Qtz – кварц, Ku – кианит, Kfs – калиевый полевой шпат, Or – ортоклаз, Pl – плагиоклаз, Ms – мусковит, Gr – графит; цифры перед символами – среднее содержание, объемные %; индексы после символов: подстрочные – средний коэффициент общей железистости и его стандартное отклонение, надстрочные – средняя доля пиропового минала в гранате и ее стандартное отклонение

Возраст наиболее ранней генерации цирконов гнейса-1, определенный по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, соответствует: для Слюдоваракского участка Тэдинского пегматитового поля (Николаев и др., 1993) – 2760,6 млн лет; для северного побережья оз. Верхнее Пулонгское (Бибикова и др., 2004) – 2832–2720 млн лет (детритовые (?) ядра этих же цирконов – 2960±6–2940±6 млн лет); для района губы Поньгомы (Левченков и др., 2001) – 2793,0–2761,3 млн лет. Изохронный возраст цирконов I типа из района губы Поньгомы – 2883±22 млн лет (Левченков и др., 2001) условно может рассматриваться как поздний временной рубеж метаморфизма первого этапа.

Преобразование граувакк протолита в гнейс-1 с учетом высокого фонового содержания благородных металлов, «законсервированных» в последнем, в металлогеническом аспекте рассматривается как формирование крупного объекта, эквивалентного по свойствам базовой рудной формации (Голубев и др., 2007; Ручьев, 2007а).

Главной особенностью последующих тектоно-метаморфических преобразований является обусловленность пространственно-временного развития минеральных парагенезисов гнейсов II–IV фаций деформационными системами плоскостной анизотропии пород – парагенезисами структурных элементов сдвиговых дислокаций (Ручьев, 2008а–д). Именно с этим связана специфика локализации метаморфических разновидностей парагнейсов: дискретность их проявления при региональном характере распространения, «напечатывание» минеральных парагенезисов друг на друга, сохранение реликтовых участков неизмененных ранних пород среди более поздних.

II этап эндогенеза – наиболее значительный по региональному проявлению и объему переработанного материала аллохимический, основной с отчетливо повышенным потенциалом калия (рис. 2) процесс преобразования гнейса-1 в гнейс-2 в tP-условиях кианит-биотит-ортоклазовой метаморфической фации (усредненные значения: $t_2 = 705$ °C, $P_2 = 9,4$ кбар). На восстановленный характер флюида указывают: обогащение гнейса-2 графитом (Ручьев и др., 2007); уменьшение Fe^{3+} при росте содержания Fe^{2+} ; возникновение отрицательных европиевых аномалий в спектрах лантаноидов, характеризующих породу в целом (Ручьев, 2001б); наличие в гнейсе-2 самородных металлов: железа, никеля, цинкистой меди, оловянистого свинца, серебра и других.

Минеральный парагенезис гнейса-2 маркирует систему наложенных на гнейс-1 дискретных сдвиговых плоскостей и зон бластомилонитовой сланцеватости, субравномерно распределенных во всей чупинской толще. Подобное объемное развитие деформации при дифференцированном напряжении реализуется в условиях квазипластического поведения пород (Гинтов, Исая, 1988). Реологическая специфика парагнейсовой толщи во время II этапа эндогенеза позволяет предполагать увеличение теплового потока и (или) литостатического давления, однако не они были определяющими факторами метаморфизма, о чем свидетельствует сохранность реликтов гнейса-1 в гнейсе-2. Статистический геометрический анализ пространственной ориентировки плоскостей бластомилонитовой сланцеватости новообразованного гнейса-2 показывает, что в тектонофизическом отно-

шении они являются структурными элементами сдвиговых парагенезисов (Ручьев, 2008б, в). На каждом из различных обследованных участков развития гнейса-2 выявляется несколько десятков (до пятидесяти) таких парагенезисов, отвечающих самостоятельным эпизодам деформации. Сложная «пульсационная» зональность граната гнейса-2 отражает многократное циклическое изменение tP -параметров от «фоновых», близких к величинам, характерным для гнейса-1, до экстремальных, свойственных гнейсу-2.

Все это указывает на связь прогрессивного аллохимического метаморфизма второго этапа эндогенеза со сдвиговой деформацией, многократно приводившей к деструкции пород, локальному резкому изменению tP -параметров, флюидному энерго-, массопереносу и в результате к петрогенезу и рудной минерализации. Времени завершения этих процессов возможно отвечает изохронный возраст цирконов II типа из гнейса-1 района губы Поньгомы – 2788 ± 4 млн лет (Левченков и др., 2001).

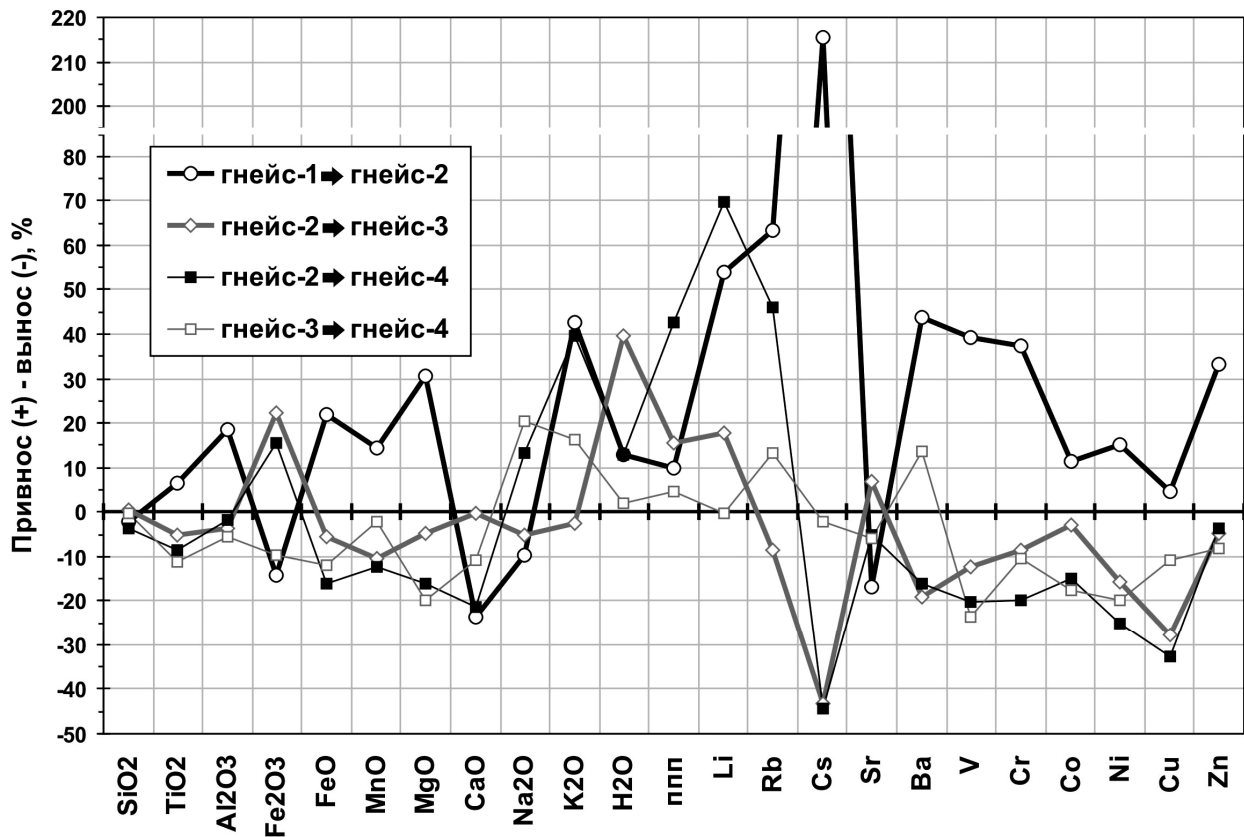


Рис. 2. Относительное изменение состава пород при метаморфизме. Оценка оксидно-объемным методом В. Линдгрена; средние значения плотности: гнейс-1 – 2,72; гнейс-2 – 2,81; гнейс-3 – 2,79; гнейс-4 – 2,73 г/см³ (Ручьев, 2002, табл. 1)

В металлогеническом отношении роль процессов второго этапа в целом может быть сведена к некоторому изменению потенциала «базовой формации». О мобильности благородных металлов свидетельствует появление статистически значимой парной корреляции их содержания. Возникают связи концентрации благороднометаллических, петрогенных, рассеянных элементов и минеральных фаз. Так, например, в гнейсе-2 платина статистически значимо положительно коррелирует с привнесенными калием и рубидием, золото и серебро – с графитом. Относительно гнейса-1 в гнейсе-2 отмечается снижение среднего содержания золота (на 29%), палладия (на 20%), иридия (на 55%) и обогащение платиной (на 108%). Имеющиеся материалы не дают ответа на вопрос: преобладал «абсолютный» вынос благородных металлов или их перераспределение в пределах чупинской толщи? В пользу последнего могут быть истолкованы относительное

увеличение содержания золота в акцессорных сульфидах гнейса-2 (Ручьев, 2002, табл. 5) и наблюдения, свидетельствующие о наличии в нем участков аккумуляции сульфидов. Однако и в случае «абсолютного выноса» благороднометаллический потенциал парагенезисов остается очень большим.

III этап эндогенеза – образование гнейса-3 при аллохимическом (рис. 2) диафорезе (кианитовый тип кислотного выщелачивания) в tP -условиях перехода от низкотемпературной области кинанит-биотит-ортоклазовой к кинанит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфической фации в линейментных северо-западных, субмеридиональных, субширотных зонах сдвиговой деформации (мощность – сотни метров, протяженность – до нескольких десятков километров). Линзовидно-полосчатые текстуры крупнозернистых лепидогранобластовых сланцеватых пород третьей минеральной фации формируются

как субплоскостные структурные элементы сдвиговых парагенезисов. Внутреннее строение отдельных крупных зон обусловлено сочетанием двух-трех десятков таких парагенезисов (Ручьев, 2008б, в).

Временные рубежи третьего этапа пока остаются наименее определенными. Позднему из них, возможно, отвечает изотопный ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) возраст одной из ранних генераций цирконов образца Сл-88-9 очень слабо мусковитизированного гнейса-4₃ с южного побережья Западной губы Лоухского озера – 2755 млн лет (Бибикова и др., 2001).

IV этап эндогенеза – образование крупнозернистых лепидогранобластовых сланцеватых или линзовидно-полосчатых двуслюдяных гнейсов четвертой минеральной фации и пегматитов мусковитовой формации при аллохимическом (мусковитовый тип кислотного выщелачивания при повышенном потенциале калия и натрия) диафорезе (рис. 2), главным образом, в tP-условиях метаморфической фации кианит-биотит-мусковитовых гнейсов. Их минеральные ассоциации формируются при синдеформационной перекристаллизации пород (иногда с предшествующим катаклазом) и маркируют субплоскостную текстуру гнейсов. Гнейсы-4 выполняют последовательно развивающиеся зоны сдвиговых дислокаций северо-западного, северо-восточного (?), субмеридионального и субширотного простирания, размеры которых широко варьируют: протяженность может достигать нескольких километров, мощность – сотен метров. Степень деформационной переработки пород внутри зон изменчива и соответствует различным тектонофациям (Гродницкий и др., 1985, гл. 1), типичны: интенсивное расланцевание, наличие дифференционной минеральной полосчатости, эшелонированных остроугольных складок волочения подобного типа, структур вращения.

Процессы четвертого этапа отчетливо «накладываются» на интрузивные тела пород комплексов лерцолитов – габброноритов и гранатовых габбро с возрастом 2435 ± 5 млн лет (Слабунов и др., 2001) и 2115 ± 17 млн лет (Slabunov et al., 2001) соответственно, достигают пика на рубеже 1875 ± 5 млн лет, завершаются около 1750 млн лет назад (Бибикова и др., 2001), что позволяет считать их свекофенскими.

Свекофенский структурно-метаморфический комплекс пород по совокупности признаков выделен в ка-

честве потенциально промышленно золотоносного (Ручьев, 2001, 2002 и др.). В хетоламбинской толще пород, судя по первым опубликованным сведениям (Ахмедов и др., 2005; Петров и др., 2007), к нему относятся зоны тектонической проработки и аллохимического изменения амфиболитов и амфиболовых гнейсов, в которых локализованы благороднометалльно-медно-никелевые рудные объекты и пегматиты. В связи с этим предметом дальнейшего детального рассмотрения будут особенности зон сдвиговых дислокаций четвертого тектоно-метаморфического этапа – наиболее вероятных рудоконтролирующих структур не только в границах чупинской толщи, но и за ее пределами.

Метод исследования

Новый в рамках структурно-парагенетического анализа метод, предложенный (Ручьев, 2007б; 2008а, в, д) для исследования крупноразмерных фрагментарно обнаженных сложных сдвиговых дислокаций (так называемых «зон интенсивного расланцевания»), в которых затруднена полевая идентификация нередко близких по ориентировке и макроскопически сходных по минеральному выполнению субплоскостных элементов пространственно совмещенных разновозрастных структурных парагенезисов, заключается в следующем.

Исходный материал для структурно-парагенетического анализа – данные о пространственной ориентировке плоскостных элементов тектонических структур. При полевой работе элементы залегания отпрепарированных поверхностей кливажа, сланцеватости, дифференционной полосчатости определяются непосредственным измерением или рассчитываются по замерам ориентировки не менее двух линий пересечения искомой плоскости с поверхностью рельефа обнажения. Обязательно документируются наблюдения возрастных соотношений структурных элементов, характера смещения по ним, их минерального выполнения.

При статистической обработке первичных данных и в дальнейшей работе для минимизации затрат труда и времени целесообразно использовать компьютер и специализированные программы, позволяющие построить, детализировать πS -диаграмму (рис. 3), точно определить координаты статистических максимумов, провести операции моделирования.

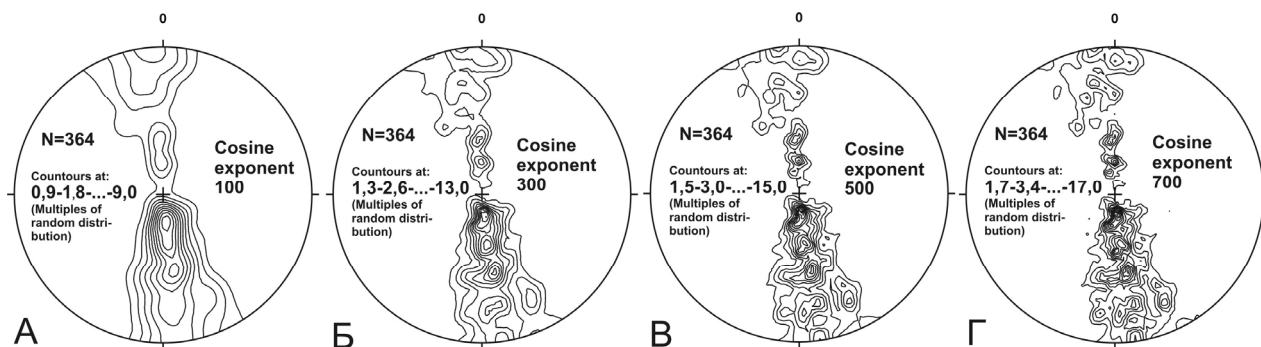


Рис. 3. Детализация πS -диаграммы с помощью программы «StereoNet» (Version 2.02):

А–Г – шаги последовательной детализации. N – число замеров в выборке. Здесь и далее: стереографическая равноугольная проекция, верхняя полусфера

и компланарны оси σ_1 , ориентированы плоскостями базисных участков под углом $\pi/4$ к осевой плоскости зоны скалывания, отклоняясь от нее при правом сдвиге вправо, при левом – влево; L -сколы формируются на заключительной стадии деформации, параллельны осевой плоскости зоны скалывания (плоскости генерального смещения); плоскости, соответствующие базисным участкам элементов сдвигового структурного парагенезиса, пересекаются по линиям, параллельным оси σ_2 .

А – исходная πS -диаграмма и выделенный на ней пояс трех максимумов; Б – измерение углов между максимумами, предварительная идентификация плоскостей, вычисление a_0 по системе уравнений $\{RR'L\}$ (табл.); В – составление исходной диаграммы элементов ИССП для двустороннего сдвига при $a_0 = 18^\circ$; Г–Ж – преобразование исходной диаграммы элементов ИССП: Г – после правого поворота на $62,9^\circ$ вокруг оси $00^\circ \angle 00^\circ$ (выделена жирным кружком); Д – после правого поворота на $76,9^\circ$ вокруг оси $00^\circ \angle 90^\circ$; Е – определение угла и направления поворота вокруг нормали к совмещенным L-плоскостям; Ж – результат левого поворота на $84,4^\circ$ вокруг оси $346,9^\circ \angle 62,9^\circ$ – готовая модель; З – проверка адекватности модели – «сложение» диаграмм «Б» и «Ж». Здесь и далее: стереографическая равноугольная проекция, верхняя полусфера; L, R, R', P – сдвиговые (сколовые) плоскости (гнейсовидность, сланцеватость, кливаж), T – плоскость трещин отрыва; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – оси главных нормальных напряжений сжатия ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$).

каким элементам ИССП они соответствуют. Разумеется, при идентификации статистических плоскостей обязательно учитываются полевые наблюдения последовательности формирования реальных структурных элементов и направления смещения по ним. Отсутствие или недостаток таких сведений резко снижают возможности метода.

**Модельные угловые характеристики
наиболее часто встречающихся природных парагенезисов структурных элементов сдвиговых дислокаций**

Парагенезис	Угол между элементами ИССП	Идентификационные признаки (при $0^\circ < \alpha_0 < 45^\circ$)	Системы уравнений для вычисления α_0
{RR'L}	$R^\wedge L = \pi/4 - \alpha_0$ $R^\wedge L = \pi/4 + \alpha_0$ $R^\wedge R' = 2\alpha_0$	«асимметричный»; $R^\wedge L < 45^\circ$; $45^\circ < R^\wedge L < 90^\circ$	$\alpha_0 = \pi/4 - R^\wedge L$ $\alpha_0 = R^\wedge L - \pi/4$ $\alpha_0 = R^\wedge R'/2$
{RPL}	$R^\wedge L = \pi/4 - \alpha_0$ $P^\wedge L = \pi/4 - \alpha_0$ $R^\wedge P = \pi/2 - 2\alpha_0$	«симметричный»; $R^\wedge L = P^\wedge L < 45^\circ$	$\alpha_0 = \pi/4 - R^\wedge L$ $\alpha_0 = \pi/4 - P^\wedge L$ $\alpha_0 = (\pi/2 - R^\wedge P)/2$
{RR'P}	$R^\wedge R = 2\alpha_0$ $R^\wedge P = \pi/2 - 2\alpha_0$ $R^\wedge P = \pi/2$	«девяностоградусный»; $R^\wedge P = 90^\circ$	$\alpha_0 = R^\wedge R/2$ $\alpha_0 = (\pi/2 - R^\wedge P)/2$
{R'PL}	$R^\wedge L = \pi/4 + \alpha_0$ $P^\wedge L = \pi/4 - \alpha_0$ $R^\wedge P = \pi/2$	«девяностоградусный»; $R^\wedge P = 90^\circ$	$\alpha_0 = R^\wedge L - \pi/4$ $\alpha_0 = \pi/4 - P^\wedge L$
{RR'PL}	$R^\wedge L = \pi/4 - \alpha_0$ $R^\wedge L = \pi/4 + \alpha_0$ $P^\wedge L = \pi/4 - \alpha_0$ $R^\wedge R' = 2\alpha_0$ $R^\wedge P = \pi/2 - 2\alpha_0$ $R^\wedge P = \pi/2$	«девяностоградусный четырехкомпонентный»; $R^\wedge L = P^\wedge L < 45^\circ$; $45^\circ < R^\wedge L < 90^\circ$; $R^\wedge P = 90^\circ$	$\alpha_0 = \pi/4 - R^\wedge L$ $\alpha_0 = R^\wedge L - \pi/4$ $\alpha_0 = \pi/4 - P^\wedge L$ $\alpha_0 = R^\wedge R'/2$ $\alpha_0 = (\pi/2 - R^\wedge P)/2$
{RR'TL}	См. {RR'L} $R^\wedge T = R^\wedge T = \alpha_0$ $L^\wedge T = \pi/4$	«сорокапятиградусный»; признаки {RR'L}, а также: $R^\wedge T = R^\wedge T = \alpha_0 < 45^\circ$; $L^\wedge T = 45^\circ$	Уравнения {RR'L} $\alpha_0 = R^\wedge T = R^\wedge T$
{RPTL}	См. {RPL} $R^\wedge T = \alpha_0$ $P^\wedge T = \pi/2 - \alpha_0$ $L^\wedge T = \pi/4$	«сорокапятиградусный»; признаки {RPL}, а также: $L^\wedge T = 45^\circ$; $R^\wedge T < 45^\circ$; $P^\wedge T > 45^\circ$	Уравнения {RPL} $\alpha_0 = \pi/2 - P^\wedge T$ $\alpha_0 = R^\wedge T$
{RR'PT}	См. {RR'P} $R^\wedge T = \alpha_0$ $P^\wedge T = \pi/2 - \alpha_0$	«девяностоградусный»; признаки {RR'P}, а также: $R^\wedge T = R^\wedge T < 45^\circ$; $P^\wedge T > 45^\circ$;	Уравнения {RR'P} $\alpha_0 = \pi/2 - P^\wedge T$ $\alpha_0 = R^\wedge T = R^\wedge T$
{R'PTL}	См. {R'PL} $R^\wedge T = \alpha_0$ $P^\wedge T = \pi/2 - \alpha_0$ $L^\wedge T = \pi/4$	«сорокапяти- и девяностоградусный»; признаки {R'PL}, а также: $R^\wedge T < 45^\circ$; $P^\wedge T > 45^\circ$; $L^\wedge T = 45^\circ$	Уравнения {R'PL} $\alpha_0 = \pi/2 - P^\wedge T$ $\alpha_0 = R^\wedge T$
{R'PT}	$R^\wedge P = \pi/2$ $R^\wedge T = \alpha_0$ $P^\wedge T = \pi/2 - \alpha_0$	«девяностоградусный»; $R^\wedge P = 90^\circ$; $R^\wedge T < 45^\circ$; $P^\wedge T > 45^\circ$; $L^\wedge T = 45^\circ$	$\alpha_0 = R^\wedge T$ $\alpha_0 = \pi/2 - P^\wedge T$

П р и м е ч а н и е . В таблице приведены парагенезисы из трех и более структурных элементов, идентифицированные при анализе зон сдвиговых дислокаций в гнейсах чупинской свиты.

При идентификации структурных элементов только по данным об их пространственной ориентировке следует иметь в виду, что при отсутствии сведений о трещинах отрыва носителями однозначной и исчерпывающей информации о деформационных условиях являются лишь парагенезисы {RR'L} и {RR'PL}. По парагенезису {RPL} можно оценить величину α_0 , но он не дает сведений о направлениях смещения по сдвиговым плоскостям, что препятствует выбору исходной модели ИССП. Идентификация трехкомпонентных «девяностоградусных» парагенезисов весьма проблематична. Только по угловым соотношениям структурных элементов парагенезисы {RR'P}, {R'PL} различить не удастся, для обоснования правомерности использования той или иной расчетной схемы требуются более полные полевые наблюдения.

Решение обратной тектонофизической задачи – определение пространственной ориентировки осей главных нормальных напряжений, отвечающих природному структурному парагенезису, – достигается моделированием соответствующего ему ИССП. Моделирование включает: построение диаграммы элементов ИССП и осей главных нормальных напряжений сжатия при вычисленном угле скалывания (удобен исходный вариант при вертикальном положении

оси σ_2 и меридиональной ориентировке плоскости L -скола, рис. 4, В); преобразование (поворот) модельной диаграммы до совмещения проекции выбранного на ней структурного элемента с проекцией одноименного на статистической диаграмме (в качестве «опорного» предпочтителен наиболее выраженный идентифицированный максимум), при этом проекции оси σ_2 и линии пересечения плоскостей, соответствующих статистическим максимумам, должны совпасть (рис. 4, Г–Ж). При моделировании проверяется правильность идентификации структурных элементов природного парагенезиса. Адекватность модели качественно оценивается степенью совмещения проекций элементов анализируемого (рис. 4, Б) и идеализированного (рис. 4, Ж) структурных парагенезисов при «сложении» диаграмм (рис. 4, З). Пространственная ориентировка осей главных нормальных напряжений определяется по приемлемой модельной диаграмме. Моделирование всей совокупности элементов ИССП позволяет получить и иную нужную информацию, в частности, данные для прогноза.

Последовательность деформационных событий реконструируется с учетом возрастных соотношений структурных элементов, принадлежащих различным парагенезисам.

При опробовании метода на различных геологических объектах Карелии подтверждено объективное существование природной закономерности высочоточных угловых соотношений структурных плоскостных элементов сдвиговых дислокаций разнообразных пород. Наличие этой закономерности дает возможность обоснованно (в рамках принятых модельных представлений) выделять природные парагенезисы трех и большего числа структурных элементов.

Фактический материал и его обсуждение

Исходный материал для структурного анализа, использованный при подготовке статьи, собран в период, когда описание тектонофизической модели средней части зоны скалывания (Гинтов, Исай, 1988) еще не было опубликовано, а вышерассмотренная

методика не разработана. Тем не менее представительность и точность замеров, сделанных более двадцати лет назад, позволяют использовать новый подход для анализа имеющихся данных, хотя в ряде случаев их интерпретация затруднена из-за недостаточного количества сведений о направлении смещения по кинематическим плоскостям и их относительных возрастных соотношениях.

Субмеридиональные дислокации свекофеннского времени, «наложенные» на образования второго тектоно-метаморфического этапа, рассматриваются на примере Восточнослюдозерской зоны так называемых «секущих» диафторитов (Гродницкий и др., 1977, 1982, 1985; Ручьев, 1987 и др.), резко дискордантных по отношению к структурным элементам гнейса-2, имеющим преимущественно субширотное и северо-восточное простираение (рис. 5).

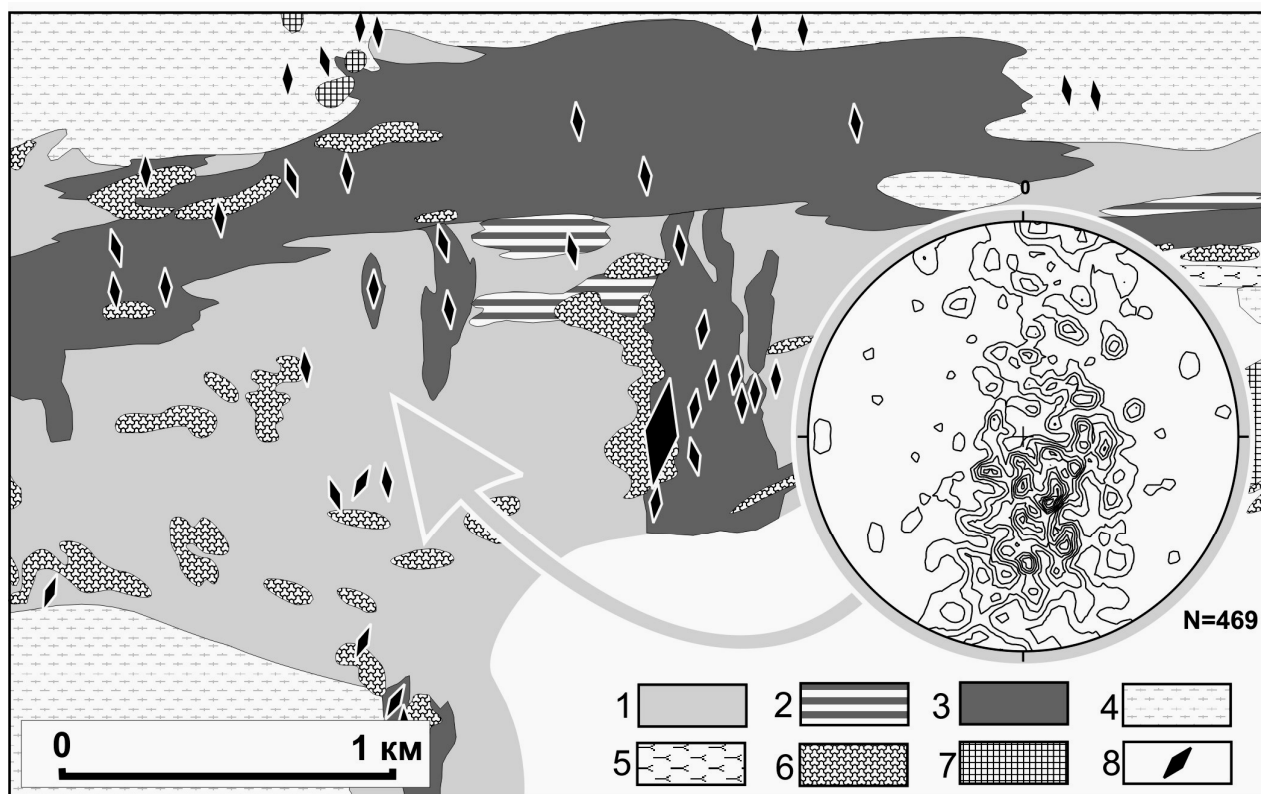


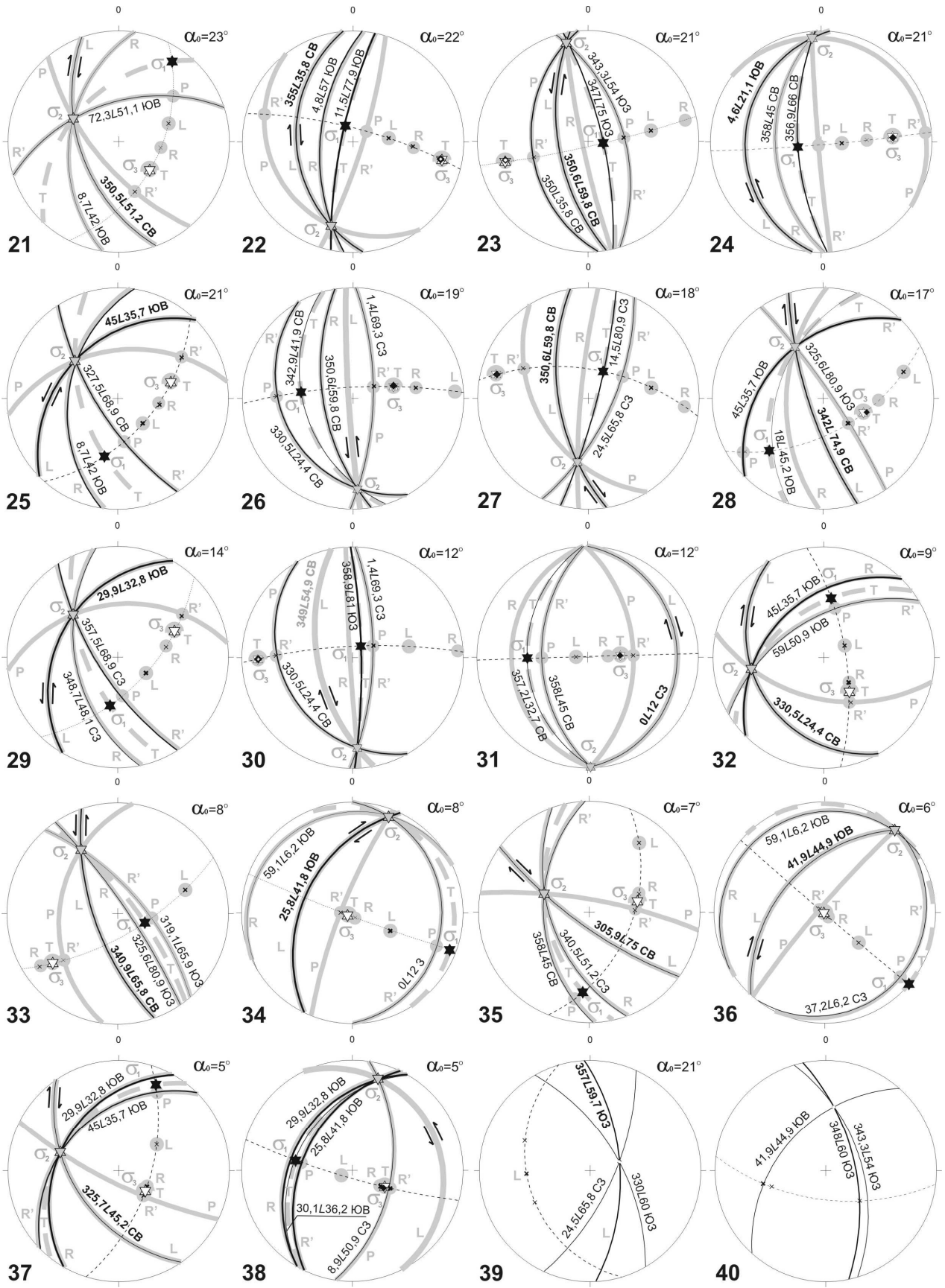
Рис. 5. Геологическая схема Слюдозерского участка Лоушского пегматитового поля:

1 – гнейс-2 с реликтами гнейса-1; 2 – гнейс-3; 3 – гнейс-4; 4 – аллохтонные блоки гранитоидов ТТГ-серии с реликтами мафических пород; 5 – амфиболиты; 6 – позднearerхейские интрузивные гранитоиды; 7 – базиты комплекса лерцолитов – габброноритов; 8 – пегматитовые тела (крупным значком отмечена пегматитовая жила № 30); на врезке – πS -диаграмма бластомилонитовой сланцеватости гнейса-2, $n = 469$, изолинии 0,8-1,6-...-8,8; равноугольная стереографическая проекция, верхняя полусфера

Строение субмеридиональной зоны дислокаций определяется сочетанием структурных элементов, относящихся не менее чем к сорока трем сдвиговым парагенезисам (рис. 6), выделенным при анализе данных о пространственной ориентировке сланцеватости-полосчатости гнейсов-4 (рис. 6, диаграммы 1, 2) и пегматитов мусковитовой формации (рис. 10, диаграммы 1, 2). Идентифицированные парагенезисы представлены следующим

набором различных типов: {RR'L} – 13; {R'PT} – 5; {R'PTL} – 5; {RTL} – 3; {R'TL} – 3; {RPTL} – 2; {RR'PT} – 1; {PTL} – 1; {RPT} – 1; {RR'TL} – 1; {RR'T} – 1 парагенезис. Семь трехэлементных «девятиугольных» парагенезисов (рис. 6, диаграммы 39–45) на основе имеющихся фактических данных не поддаются однозначной интерпретации ({R'PL}?, {RR'P}?), поэтому моделирование ИССП для них не выполнялось.





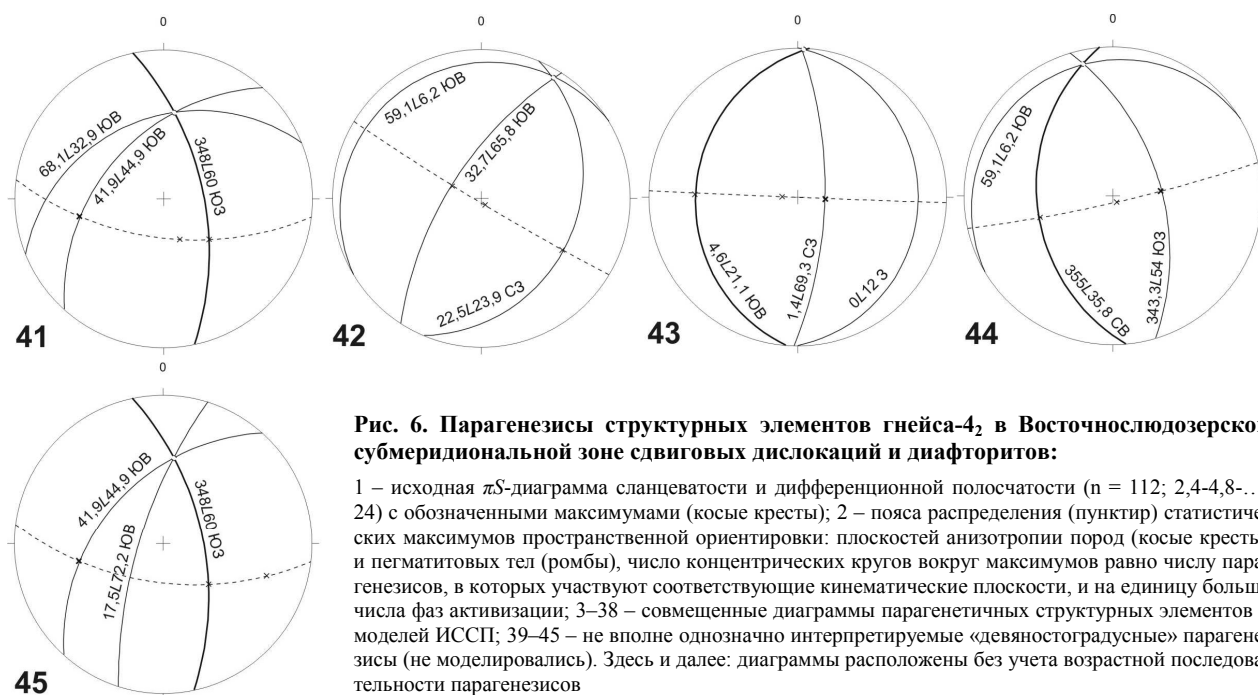


Рис. 6. Парагенезисы структурных элементов гнейса-4₂ в Восточнослюдозерской субмеридиональной зоне сдвиговых дислокаций и диафторитов:

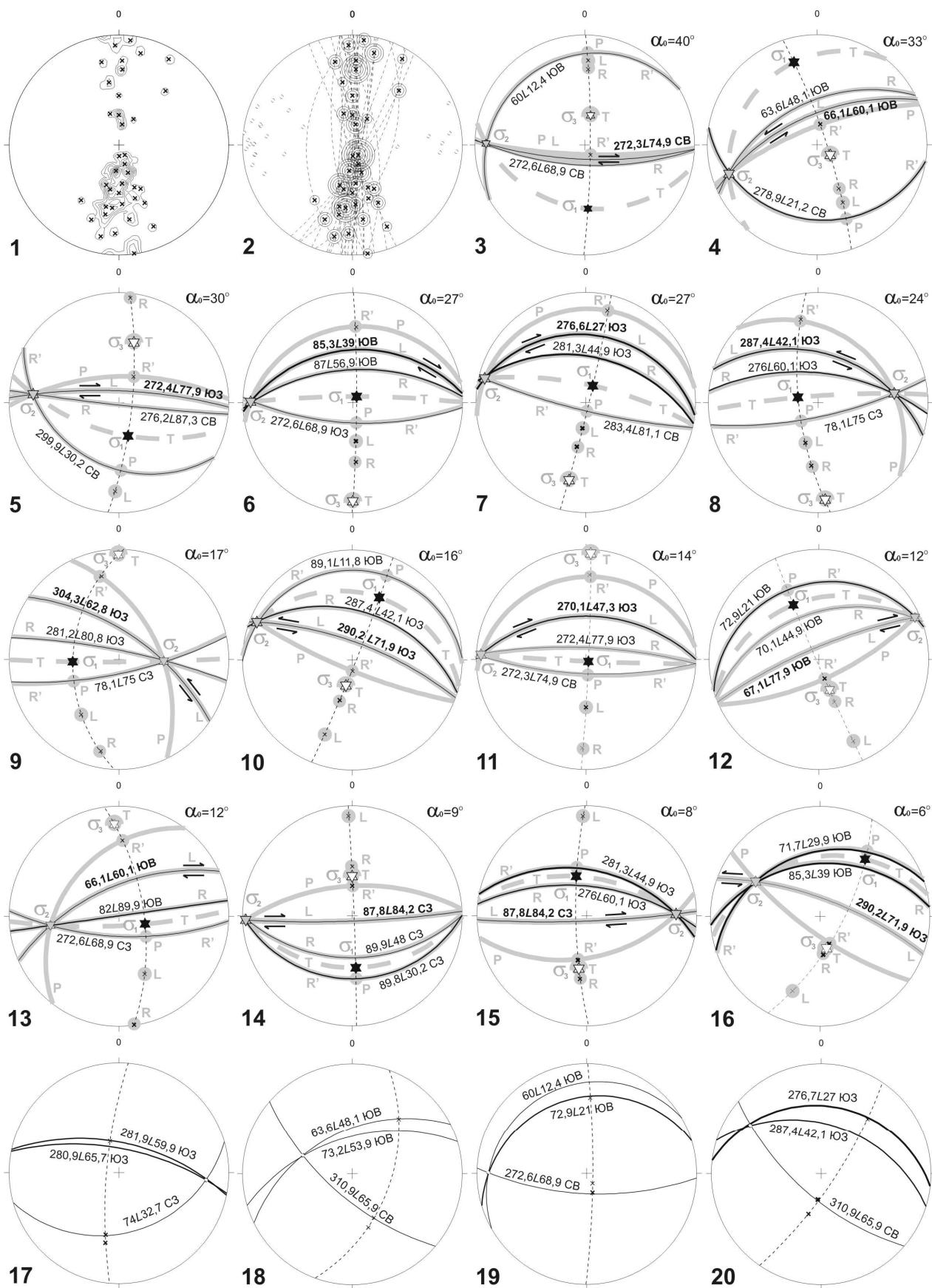
1 – исходная πS -диаграмма сланцеватости и дифференционной полосчатости ($n = 112$; 2, 4, 8, ..., 24) с обозначенными максимумами (косые кресты); 2 – пояса распределения (пунктир) статистических максимумов пространственной ориентировки: плоскостей анизотропии пород (косые кресты) и пегматитовых тел (ромбы), число concentрических кругов вокруг максимумов равно числу парагенезисов, в которых участвуют соответствующие кинематические плоскости, и на единицу больше числа фаз активизации; 3–38 – совмещенные диаграммы парагенетических структурных элементов и моделей ИСПИ; 39–45 – не вполне однозначно интерпретируемые «девяностоградусные» парагенезисы (не моделировались). Здесь и далее: диаграммы расположены без учета возрастной последовательности парагенезисов

Численность структурных парагенезисов в группах, выделенных с учетом простирания плоскости главного сдвига (L), следующая: субмеридиональное (СЗ 338° – СВ 22°) – 26 (61%), северо-восточное (СВ 23°–67°) – 13 (30%), северо-западное (СЗ 293°–337°) – 3 (7%), субширотное (СЗ 270°–292°, СВ 68°–90°) – 1 (2%). Намечается более сложная, чем предполагалась прежде (Гродницкий и др., 1985), последовательность формирования северо-восточных и субмеридиональных дислокаций четвертого этапа. В период доминирующего развития субмеридиональных структур периодически образуются парагенезисы с северо-восточным простиранием L-плоскостей.

Субширотные дислокации, относящиеся к четвертому тектоно-метаморфическому этапу и образовавшиеся позднее субмеридиональных, на площади Лоушского пегматитового поля наиболее интенсивно проявлены в Северослюдозерской зоне, маркируемой «согласными» диафторитами (Гродницкий и др., 1977, 1982, 1985; Ручьев, 1987) – сингенетичными гнейсами-4 (рис. 5). Последние, по сравнению с аналогичными породами субмеридиональных структур, – более высокотемпературные (Ручьев, 1993, 1994). Именно в зонах поздних субширотных дислокаций встречается минеральная ассоциация мусковита и новообразованного калиевого полевого шпата, отвечающая граничным условиям метаморфических фаций кианит-биотит-ортоклазовых и кианит-биотит-мусковитовых гнейсов и сланцев. Диафториты Северослюдозерской зоны представлены преимущественно гнейсом-4₃ с многочисленными участками реликтового гнейса-3₂, что не только указывает на развитие зоны в ходе, как минимум, двух тектоно-метаморфических этапов, но и позволяет охарактеризовать особенности структурообразования на каждом из них.

Образование выполненных сингенетичными породами третьей минеральной фазы зон сдвиговых дислокаций, в том числе и доминирующих на площади Лоушского пегматитового поля субширотных, предшествовало появлению контролирующих двуслюдяные гнейсы субмеридиональных дислокаций (Гродницкий и др., 1985; Ручьев, 1986, 1987). В Северослюдозерской зоне к третьему этапу эндогенеза относятся выявленные с использованием данных о пространственной ориентировке плоскостных структурных элементов гнейса-3₂ (рис. 7, диаграммы 1, 2) 27 сдвиговых структурных парагенезисов (рис. 7, диаграммы 3–29), в том числе: 14 – {RR'L}, 1 – {RPL} и 12 не интерпретируемых однозначно трехэлементных «девяностоградусных» парагенезисов. Численность парагенезисов в группах, выделенных с учетом простирания плоскости главного сдвига (L), следующая: субширотное – 20 (74%), северо-восточное (очень близкое к субширотному) – 6 (22%), северо-западное – 1 (4%).

К четвертому этапу эндогенеза в Северослюдозерской субширотной зоне сдвиговых дислокаций и диафторитов относится 41 парагенезис (рис. 8, диаграммы 3–43), выделенный с использованием данных о пространственной ориентировке плоскостных структурных элементов гнейсов-4₂, -4₃ (рис. 8, диаграммы 1, 2) и пегматитов (рис. 10, диаграммы 1, 2), в том числе: 14 – {RR'L}, 1 – {RPL}, 1 – {RR'PL}, 2 – {R'PT}, 2 – {RTL}, 2 – {R'TL}, 2 – {PTL}, 2 – {RR'PT}, 2 – {R'PL}, 1 – {R'PTL}, 1 – {RR'P} и 11 не интерпретируемых однозначно трехэлементных «девяностоградусных» парагенезисов (рис. 8, диаграммы 33–43). Численность парагенезисов в группах, выделенных с учетом простирания плоскости главного сдвига (L), следующая: субширотное – 29 (71%), северо-восточное – 9 (22%), северо-западное – 3 (7%).



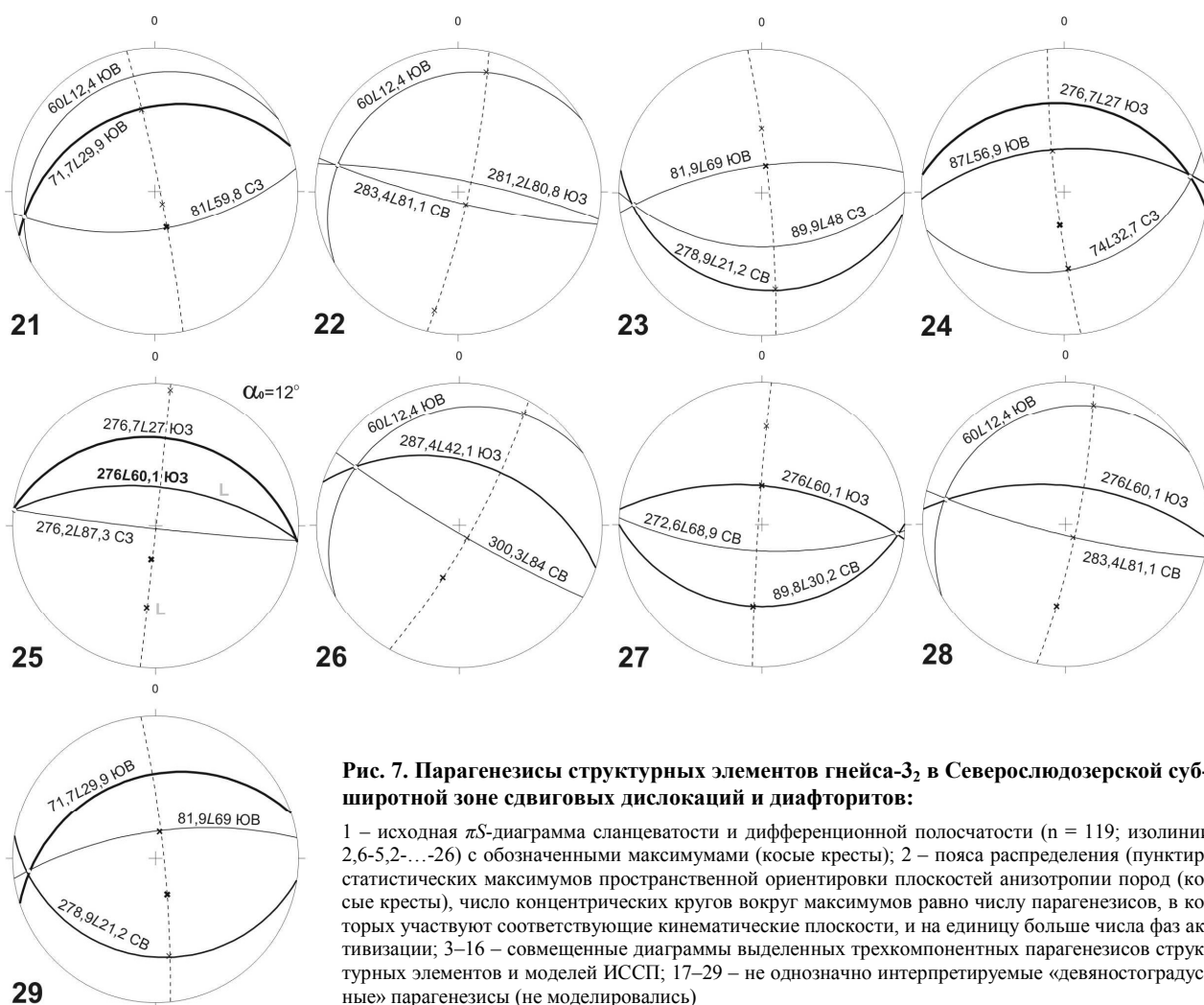


Рис. 7. Парагенезисы структурных элементов гнейса-3₂ в Северослюдозерской субширотной зоне сдвиговых дислокаций и диафторитов:

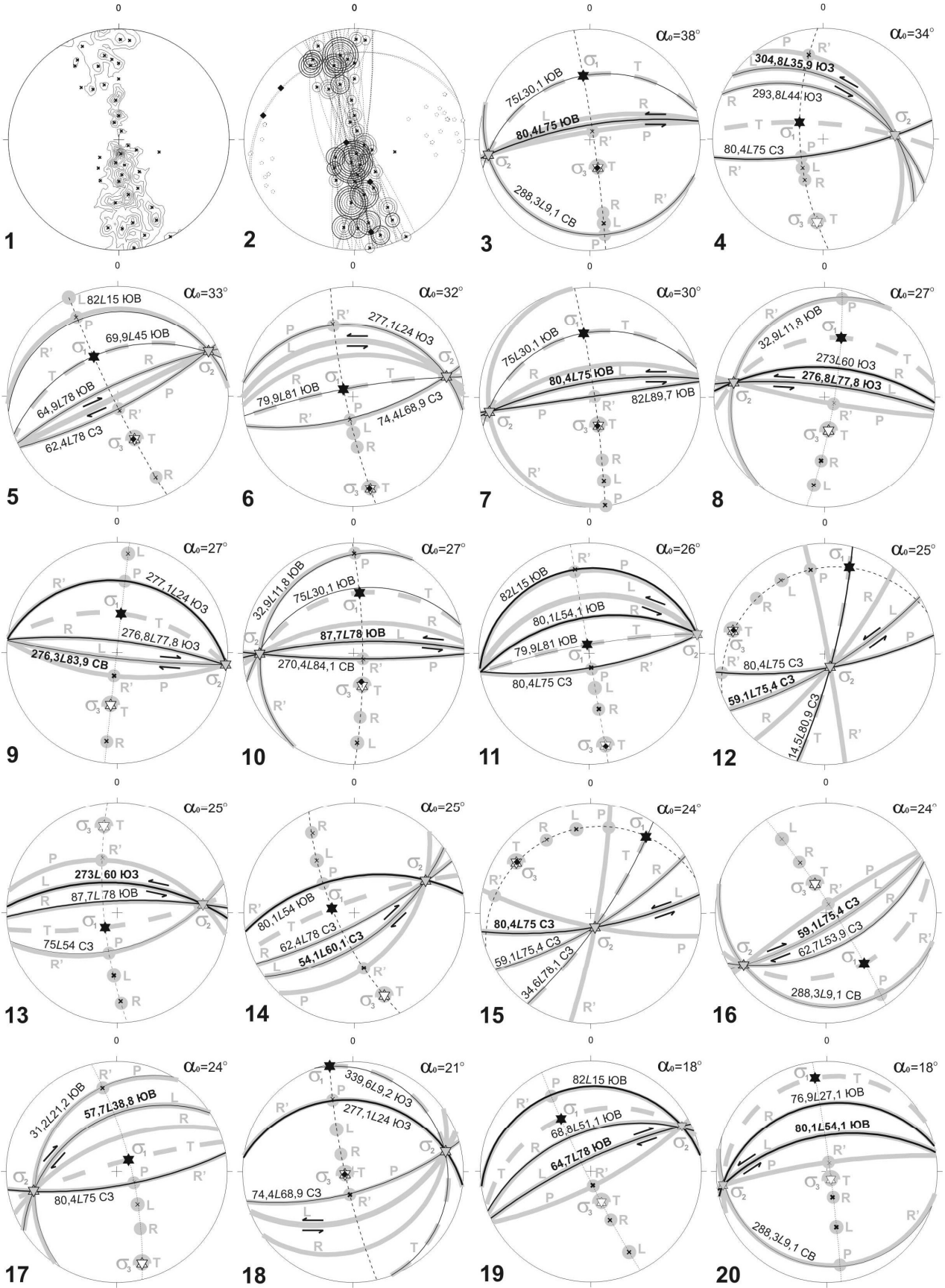
1 – исходная π S-диаграмма сланцеватости и дифференционной полосчатости ($n = 119$; изолинии 2,6-5,2-...-26) с обозначенными максимумами (косые кресты); 2 – пояса распределения (пунктир) статистических максимумов пространственной ориентировки плоскостей анизотропии пород (косые кресты), число концентрических кругов вокруг максимумов равно числу парагенезисов, в которых участвуют соответствующие кинематические плоскости, и на единицу больше числа фаз активизации; 3–16 – совмещенные диаграммы выделенных трехкомпонентных парагенезисов структурных элементов и моделей ИССП; 17–29 – не однозначно интерпретируемые «девяностоградусные» парагенезисы (не моделировались)

Характерная черта формирования наиболее перспективного в отношении золоторудного металлогенеза свекофеннского структурно-метаморфического комплекса – локализация зон сдвиговых дислокаций и мусковитовых диафторитов в крупных шовных структурах третьего этапа эндогенеза, сингенетичные породы которых обогащены золотом относительно вмещающих их гнейсов-2 (Ручьев, 2002). «Тектоническое наследование», «телескопирование» рудоконтролирующих структур – ситуации, как известно, металлогенически продуктивные, поэтому интересные, но еще не вполне изученные в структурном отношении.

В условиях сдвиговой деформации, судя по эмпирическим и экспериментальным данным, даже структурные элементы единого парагенезиса, может быть, за исключением сколов Риделя, развиваются последовательно, или, иначе говоря, не строго одновременно. Крупные линейные зоны сдвиговых дислокаций, формирующиеся, как это следует из приведенных материалов, в результате многочисленных деформационных событий, – полихронные образования. Поэтому при обсуждении вопросов, связанных с «тектоническим наследованием» и «телескопированием», принципиально важно выяснить возможность взаимодействия разновозрастных (уже существующих и новообразующихся) структурных элементов.

Свидетельством того, что в природных условиях такое взаимодействие реализуется, служит установленный факт принадлежности одних и тех же статистических плоскостей анизотропии гнейсов к различным парагенезисам структурных элементов, маркирующим последовательные деформационные эпизоды истории развития зон сдвиговых дислокаций (диаграммы 2 на рис. 6–8). Этот же факт прямо указывает, что однажды возникшая в горной породе внутренняя поверхность раздела (сдвиговая кинематическая плоскость), «залеченная» соответствующе ориентированными и, как правило, физически резко анизотропными минералами (в чупинских гнейсах – кианитом, биотитом, мусковитом), в дальнейшем становится одним из наиболее вероятных мест нарушения сплошности в условиях деформации.

Некоторые особенности механизма «тектонического наследования», подразумевающего совмещение сходных по пространственной ориентировке структурных элементов разновозрастных дислокаций, выясняются при анализе особенностей строения Северослюдозерской субширотной зоны, развивавшейся в ходе третьего и четвертого этапов эндогенеза. Ориентировка ряда статистических плоскостей в гнейсах-3 и -4 близка, иногда совершенно идентична.





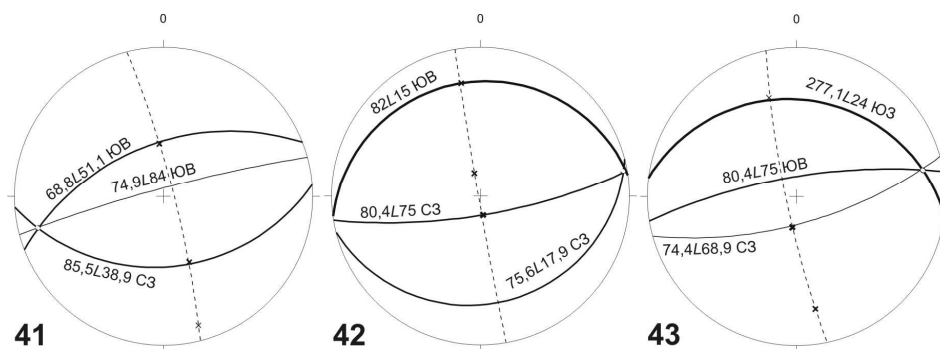


Рис. 8. Парагенезисы структурных элементов гнейса-4₂ и -4₃ в Северослюдозерской субширотной зоне сдвиговых дислокаций и диафторитов:

1 – исходная πS -диаграмма сланцеватости и дифференционной полосчатости ($n = 364$; изолинии 1,7-3,4-...-17) с обозначенными максимумами (косые кресты); 2 – пояса распределения (пунктир) статистических максимумов пространственной ориентировки плоскостей анизотропии пород (косые кресты) и пегматитовых тел (ромбы), число concentрических кругов вокруг максимумов равно числу парагенезисов, в которых участвуют соответствующие кинематические плоскости, и на единицу больше числа фаз активизации; 3–32 – совмещенные диаграммы выделенных парагенезисов структурных элементов и моделей ИССП; 33–43 – неоднозначно интерпретируемые «девяностоградусные» парагенезисы (не моделировались)

Так, например, на πS -диаграммах главному максимуму $276,7^\circ \angle 27^\circ \text{ЮЗ}$ плоскостных элементов гнейса-3 (рис. 7, диаграммы 7, 20, 24, 25) вполне отвечает один из основных максимумов $277,1^\circ \angle 24^\circ \text{ЮЗ}$ гнейса-4 (рис. 8, диаграммы 6, 9, 18, 22, 28, 29, 35). Очень близки и координаты следующих пар статистических максимумов в гнейсах-3 и -4 соответственно: $270,1^\circ \angle 47,3^\circ \text{ЮЗ}$ и $89,8^\circ \angle 42,1^\circ \text{ЮВ}$; $85,3^\circ \angle 39^\circ \text{ЮВ}$ и $84,9^\circ \angle 36,2^\circ \text{ЮВ}$; $276^\circ \angle 60,1^\circ \text{ЮЗ}$ и $273^\circ \angle 60^\circ \text{ЮЗ}$; $67,1^\circ \angle 77,9^\circ \text{ЮВ}$ и $64,9^\circ \angle 78,0^\circ \text{ЮВ}$ и др. Подобное сходство объясняется тем, что каждой паре статистических максимумов соответствует единая система природных субпараллельных плоскостей структурно-текстурной анизотропии гнейсов, причем одна и та же для их различных метаморфических разновидностей. Относящиеся к этой «сквозной» системе структурные элементы в реликтовых гнейсах-3 нельзя рассматривать в качестве «наложенных», т. е. сформированных во время четвертого этапа: во-первых, они маркируются минеральным парагенезисом гнейса-3, во-вторых, в разновозрастных породах при близости пространственной ориентировки пар статистических плоскостей соответствующие им сдвиговые структурные парагенезисы различны и по набору других элементов, и по углу скалывания, характеризующему реологические свойства деформируемой среды, и по ориентировке реконструируемых осей главных нормальных напряжений сжатия. Кинематические плоскости, отвечающие структурным элементам «сквозных» систем, древнее минерального парагенезиса гнейса-4. Именно их активизация в деформационных и метаморфических условиях эндогенеза четвертого этапа стимулировала преобразование гнейса-3 в гнейс-4. Там, где по каким-либо причинам свекофеннская активизация не состоялась, сохранился гнейс-3 со свойственной ему структурой и ассоциацией минералов.

Сравнение диаграмм выделенных парагенезисов приводит к выводу, что применительно к отдельному

эпизоду сдвиговой деформации процесс активизации выражается в избирательной регенерации в качестве элементов новообразующегося парагенезиса одного или двух плоскостных элементов ранее сформированной тектонической структуры. Нередко парой активизируются плоскости парагенетичных R' - и R -сколов, которые в новом «девяностоградусном» парагенезисе могут «обменяться ролями». С учетом полиэлементности структуры крупных зон сдвиговых дислокаций третьего этапа, в общем случае полнота «тектонического наследования» прямо пропорциональна количеству фаз наложенной свекофеннской деформации. Разумеется, чем чаще «подновляется» система нарушений сплошности породы, тем больший объем флюида может пройти по ней и тем выше шанс рудоотложения.

Продуктивной в металлогеническом отношении считается также ситуация, нередко именуемая «сопряженным развитием разломов» и являющаяся, вероятно, частным вариантом феномена активизации кинематических плоскостей. Принципиальная возможность функционирования в единой флюидопроводящей системе разновозрастных структурных элементов долгоживущих зон сдвиговых дислокаций, ориентированных под большим углом друг к другу, тоже может быть показана на примере Слюдозерского участка Лоушского пегматитового поля. Анализ совмещенных диаграмм максимумов предпочтительной ориентировки структурных элементов в свекофенских зонах субмеридиональных (рис. 6, диаграмма 2) и субширотных (рис. 8, диаграмма 2) дислокаций свидетельствует о наличии закономерных угловых соотношений между максимумами, принадлежащими различным зонам. Выделяется не менее пятнадцати отвечающих потенциальным сдвиговым парагенезисам систем статистических кинематических плоскостей (рис. 9). Большинство этих плоскостей соответствует наиболее часто встречающимся в зонах структурным элементам. Совпадение L-сколов в трети парагенезисов (рис. 9, диаграммы 1, 3, 5, 10,

11) с главными плоскостями структурных элементов поздних субширотных дислокаций позволяет предполагать, что в соответствующие фазы активизации основную роль играла Северослюдозерская зона, и именно по ее кинематическим плоскостям происходили наибольшие смещения. Совпадение плоскости генерального сдвига со структурными элементами субмеридионального (рис. 9, диа-

граммы 2, 8, 9) и северо-восточного (рис. 9, диаграммы 4, 7, 12) простираения позволяет объяснить наблюдаемое иногда в «согласных» диафторитах наложенной сланцеватости соответствующих направлений – минеральное выполнение L-сколов, самых поздних образований, вполне может «пересекать» более ранние парагенетичные структурные элементы.

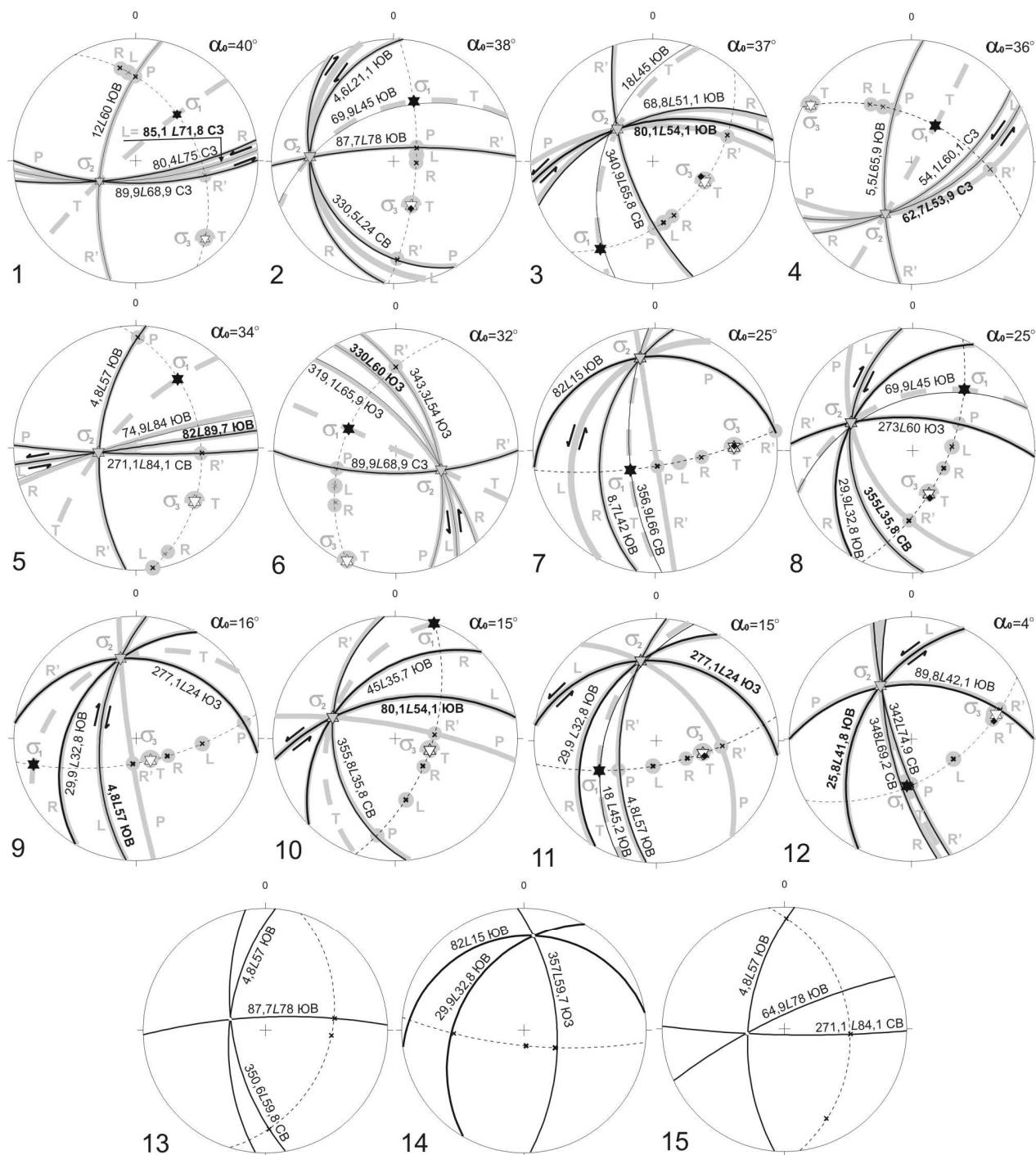


Рис. 9. Сдвиговые парагенезисы, включающие структурные элементы и субмеридиональных (Восточнослудозерская зона), и субширотных (Северослудозерская зона) дислокаций. Указывают на возможность функционирования разновозрастных ориентированных под большим углом друг к другу активизированных кинематических плоскостей в единой системе

Диафториты в зонах субмеридиональных дислокаций начали образовываться раньше, чем в субширотных, они же впоследствии неоднократно «подновлялись» при активизации, т. е. суммарно дольше были в породах. Следовательно, относительно более высокое содержание благородного металла вероятнее именно в диафторитах субмеридиональных структур. Это согласуется с ранее сделанным (Гродницкий и др., 1985; Ручьев, 1986, 1987) в отношении пегматитов, продуктов того же флюидного процесса, предположением о преимущественно рудоконтролирующей и рудоподводящей роли субмеридиональных и субширотных дислокаций соответственно.

Пегматиты Западного Беломорья, являясь промышленным источником мусковита, полевого шпата и кварца, длительное время были объектом поисково-разведочных и научных работ. Не повторяя опубликованных обзоров структурных исследований (Рыцк и др., 1972; Горлов, 1973 и др.), здесь следует упомянуть, что контроль единичных пегматитовых тел, а также их групп зонами сколовых нарушений, плойчатости и изменения состава вмещающих пород был отмечен пятьдесят лет назад (Рыцк, 1959, 1962). Затем в развитии представлений о геологических факторах контроля слюдоносных пегматитов заметную роль сыграли выводы о связи локализации жильных тел со сдвиговыми зонами интенсивного расщепления и изменения пород (Зарубин, 1969), а также — об изофациальности пегматитов и диафторитов дистен-мусковитовой метаморфической фации (Володичев, Щипцов, 1975; Гродницкий, Полин, 1975). Последующие работы, проведенные с учетом этих выводов, подтвердили их правильность. Сочетание детального картирования с петрологическими и структурными наблюдениями позволило уточнить историю тектоно-метаморфического формирования гнейсов чупинской свиты и выделить участки, перспективные для поисков пегматитовых тел. При этом механизм формирования структуры зон интенсивного расщепления и локализации в них жильных тел остались не вполне раскрытыми.

Использованный методический подход позволяет получить новую информацию о позиции пегматитов в структуре зон сдвиговых дислокаций. Выявленные на площади Лоушского поля пегматитовые тела характеризуется πS -диаграммой (рис. 10, диаграмма 1), свидетельствующей об их достаточно разнообразной пространственной ориентировке. Выделено 28 сдвиговых парагенезисов структурных элементов (рис. 10, диаграммы 3–30), в том числе: 11 — {RR'L}, 3 — {RPL} и 14 не интерпретируемых однозначно трехэлементных «девяностоградусных» парагенезисов. Все структурные элементы этих парагенезисов являются «сколовыми», что послужило основанием для вывода об исключительной пегматитоконтролирующей роли плоскостей этого типа (Ручьев, 2008а, в, д). Однако дальнейшая работа показала, что сделанное заключение не вполне согласуется с результатами анализа всей совокупности имеющихся фактических данных, а сам по себе очень интересный факт сис-

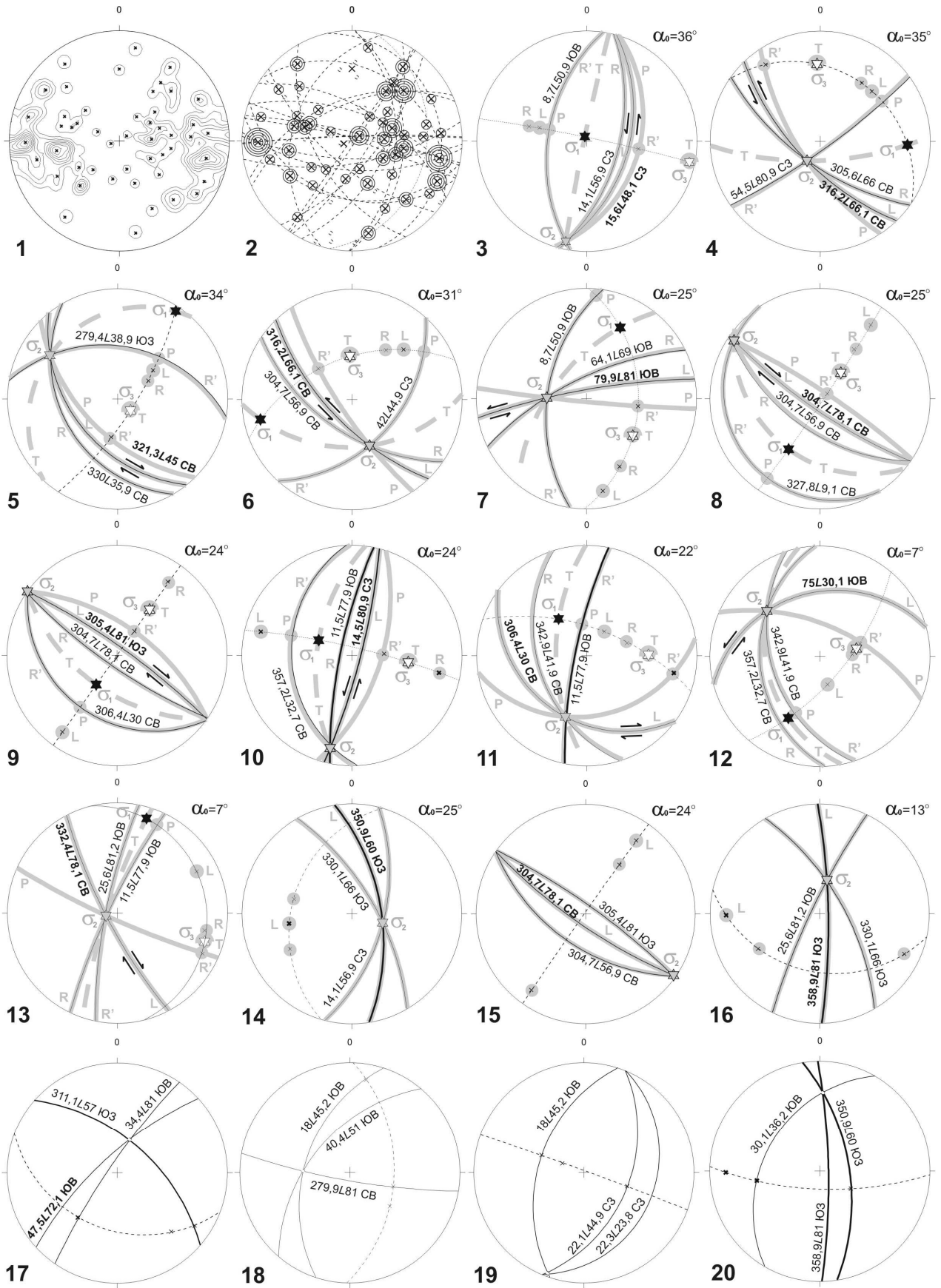
темной ориентировки жильных тел пока еще не имеет исчерпывающего объяснения и требует дальнейших исследований.

Ряд максимумов предпочтительной ориентировки пегматитов дает свойственные элементам ИССП «правильные» угловые соотношения с максимумами полосчатости пород четвертой минеральной фации в зонах субмеридиональных дислокаций, занимая, как правило, позицию трещин отрыва в однозначно идентифицируемых парагенезисах {R'PT}, {R'PTL}, {RTL}, {R'TL}, {RR'PT}, {RPTL}, {PTL}. Согласно полученным результатам (рис. 6, диаграммы 3, 4, 6, 7, 10, 13, 14, 22, 23, 24, 26, 27, 28, 31), в пределах закартированной части Лоушского пегматитового поля (Гродницкий и др., 1985, рис. 3) образование подавляющего числа пегматитовых тел, в том числе промышленно продуктивных, контролируется, главным образом, дислокациями с субмеридиональным простиранием главной плоскости сдвига.

Подтверждается намеченная ранее (Гродницкий и др., 1985, гл. 1; Ручьев, 1986, 1987 и др.) связь пегматитогенеза и с формированием более поздних, чем субмеридиональные, преимущественно субширотных дислокаций. При совместном анализе предпочтительной ориентировки пегматитов и полосчатости диафторитов в Северослюдозерской зоне субширотных дислокаций выделены парагенезисы {R'PT}, {R'PTL}, {RTL}, {R'TL}, {RR'PT}, {PTL} (рис. 8, диаграммы 3, 6, 7, 10, 11, 15, 18, 30, 31), в которых положение жильных тел тоже совпадает с трещинами отрыва.

Вероятно, некоторое время развитие пегматитов продолжалось и после формирования Северослюдозерской зоны, на что может указывать соответствие ориентировки их жильных тел трещинам отрыва в парагенезисах структурных элементов, отвечающих периоду активизации «сопряженных» кинематических плоскостей в субортогональных зонах сдвиговых дислокаций (рис. 9, диаграммы 2, 3, 7, 8, 11).

Длительное время оставался без ответа вопрос о пегматитогенезе в зонах расщепления, выполненных породами третьей минеральной фации. Совместный анализ диаграмм парагенезисов структурных элементов в гнейсе-3₂ (рис. 7) и диаграммы центров максимумов предпочтительной ориентировки пространственного распределения пегматитов (рис. 10, диаграмма 2) указывает на отсутствие какой-либо структурной связи. Иначе говоря, в Северослюдозерской зоне преобладающих субширотных дислокаций процессы, формировавшие гнейсы третьей фациальной группы, не продуцировали пегматитовых тел. Наличие значительного числа пегматитов мусковитовой формации на участках в границах выделенного в 1951–1956 гг. при специализированной геологической съемке масштаба 1 : 50 000 одиннадцатого «горизонта», сложенного преимущественно гнейсом-3, обусловлено локальным развитием здесь более поздних деформационных и метаморфических процессов четвертого этапа, что впервые было продемонстрировано на примере Малиновой Варакки (Гродницкий и др., 1983).



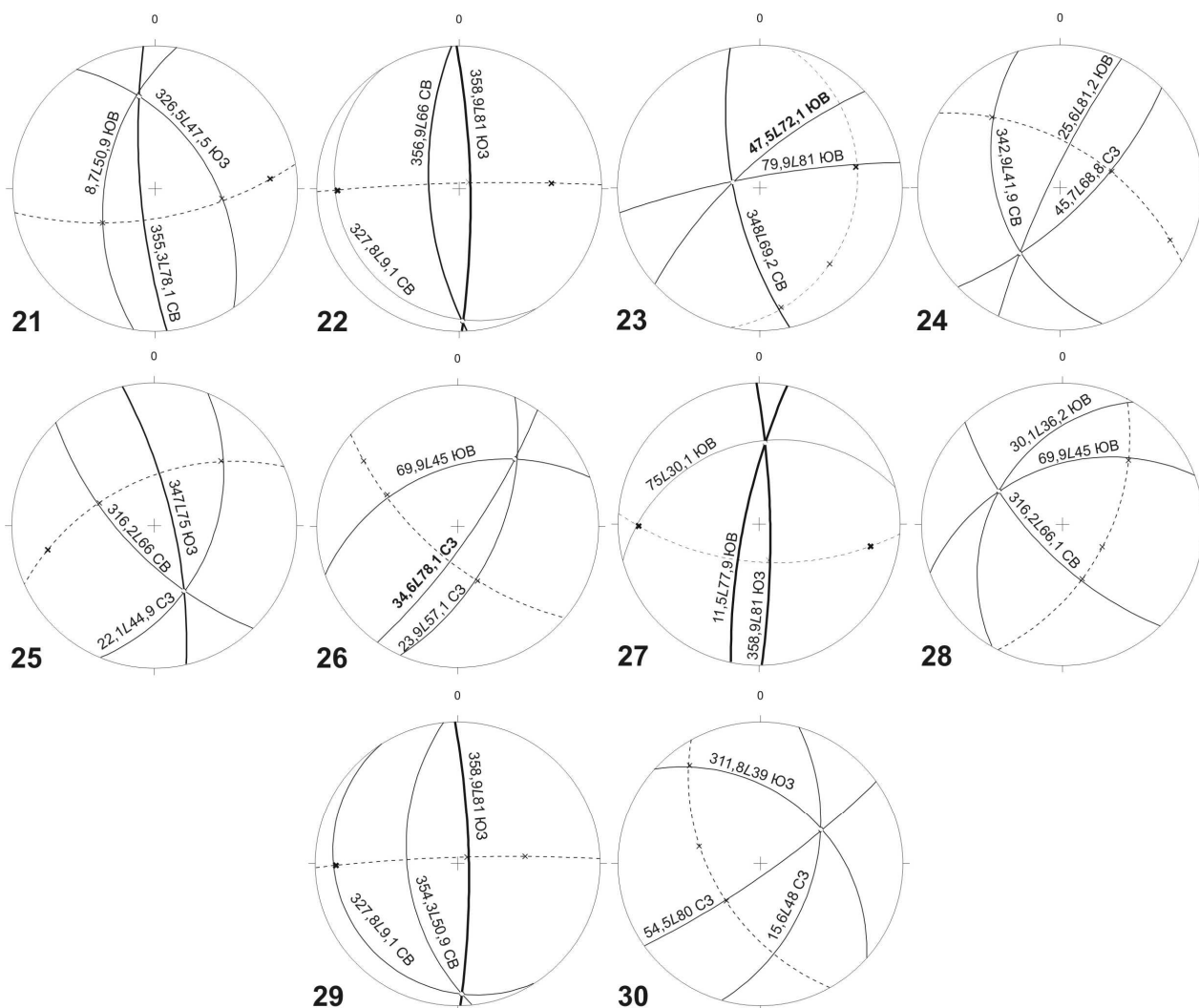


Рис. 10. Пространственная ориентировка пегматитов:

1 – исходная πS -диаграмма пространственной ориентировки жильных тел ($n = 133$; 1-2-...-10) с обозначенными статистическими максимумами (косые кресты); 2 – пояса распределения (пунктир) максимумов; максимумы активизированных структурных элементов выделены концентрическими кругами (количество кругов на единицу больше числа активизаций); 3–13 – совмещенные диаграммы выделенных парагенезисов структурных элементов и их моделей; 14–27 – неоднозначно интерпретируемые «девяностоградусные» парагенезисы (не моделировались)

Рассмотренные структурные закономерности служат новым доказательством сингенетичности мусковитовых пегматитов и вмещающих их пород четвертой минеральной фации, которые вместе составляют единый структурно-метаморфический комплекс.

Выявлены заслуживающие внимания обстоятельства формирования жильных тел: соответствие предпочтительной ориентировки некоторых пегматитов плоскостям одинаково ориентированных, но принадлежащих различным структурным парагенезисам трещин отрыва в гнейсах (регенерация трещин отрыва, «приоткрывание» пегматитовмещающих полостей, «телескопирование»); наличие признаков формирования одних и тех же жильных тел в «пересекающихся» (?) различных ориентированных трещинах отрыва («сложение» разновозрастных полостей). Так, например, статистическая плоскость предпочтительной ориентировки пегматитов $14,5^\circ \angle 80,9^\circ \text{СЗ}$ (рис. 7, диаграмма 10), которой соответствуют определенные по данным поисково-разве-

дочного бурения генерализованные элементы залегания наиболее крупной и богатой полезными компонентами «слепой» пегматитовой жилы № 30, является элементом парагенезиса {R'PT}, сформированного при левостороннем сдвиге и угле скалывания $\alpha_0 = 31^\circ$ (рис. 6, диаграмма 17), парагенезиса {RTL} правого сдвига при $\alpha_0 = 18^\circ$ (рис. 6, диаграмма 27), а также парагенезиса {PTL}, отвечающего образованию в Северослодозерской зоне северо-восточных дислокаций при левостороннем сдвиге и $\alpha_0 = 25^\circ$ (рис. 8, диаграмма 12). Расположенная в створе жилы № 30, несколько севернее и выше по разрезу относительно нее, выходящая на поверхность жила № 2 по особенностям залегания относится к максимуму пространственной ориентировки пегматитов $11,5^\circ \angle 77,9^\circ \text{ЮВ}$ (рис. 10, диаграмма 10). Этот максимум отвечает трещине отрыва в парагенезисе {RTL} правого сдвига при $\alpha_0 = 38^\circ$ (рис. 6, диаграмма 4), однако положение некоторых участков контактов жильного тела с вмещающими гнейсами свидетельст-

вует о том, что пегматит еще дважды оказывался в режиме трещины отрыва: при формировании более позднего парагенезиса {R'PT} в условиях правостороннего сдвига при $\alpha_0 = 34^\circ$ (рис. 6, диаграмма 13) и парагенезиса {RTL}, продукта правого сдвига при $\alpha_0 = 12^\circ$ (рис. 6, диаграмма 31). Небольшая жила № 3, расположенная в зоне субмеридиональных сдвиговых дислокаций в 30 м западнее жилы № 2, судя по элементам залегания ее тела в целом, соответствует максимуму предпочтительной ориентировки пегматитов $356,9^\circ \angle 66^\circ \text{CB}$ (рис. 7, диаграмма 22). Этот максимум отвечает трещинам отрыва левосдвиговых структурных парагенезисов {R'PTL} при $\alpha_0 = 33^\circ$ (рис. 6, диаграмма 15) и {RTL} при $\alpha_0 = 21^\circ$ (рис. 6, диаграмма 24). Кроме того, часть поверхностей контакта жилы № 3 с вмещающими породами относится к максимуму предпочтительной ориентировки пегматитов $342,9^\circ \angle 41,9^\circ \text{CB}$, который соответствует трещинам отрыва в парагенезисе {RR'PT} левостороннего сдвига при $\alpha_0 = 19^\circ$ в диафоритах (рис. 6, диаграмма 26). Еще более сложную картину дает анализ ориентировки контактов небольшой жилы № 1, расположенной в 80 м восточнее жилы № 2. Жильное тело выполняет полость, особенности которой могли быть обусловлены последовательным развитием трещин отрыва пяти различных сдвиговых парагенезисов.

Ориентировка крупнокристаллических слюд в пегматитах также подчиняется закономерностям пространственного соотношения структурных элементов сдвигового парагенезиса. Установлено, что формирование мусковита в промышленно слудоносных пегматитах было связано с многочисленными деформационными эпизодами, их число, например, в уже упоминавшейся жиле № 2 составляло не менее двадцати восьми.

Все это свидетельствует о стимулируемом деформационными процессами многоактном формировании пегматитовмещающих камер и их минерального выполнения.

В металлогеническом отношении полициклический режим функционирования трещин отрыва, маркируемых пегматитами, оценивается как способствующий концентрации рудных минеральных фаз. Подтверждением этого служит увеличение количества сульфидов в нижних частях пегматитов, наиболее подверженных кварц-мусковитовому замещению, а также в относительно низкотемпературных ($460\text{--}280^\circ\text{C}$) кварц-мусковит-биотитовых и кварц-мусковитовых сланцах-4 экзоконтактов. В них наряду с ранней вкрапленной халькопирит-пентландит-пирротиновой нередко появляется прожилковая пиритовая минерализация. Диафоритам, формирование которых в гнейсах чупинской свиты сопровождается благоприятствующим золоторудному металлогенезу притоком K, Rb, H_2O , C, B, P и других компонентов, в областях максимального развития пегматитов свойственно варьирующее в диапазоне трех-четыре десятичных порядков и достигающее промышленно значимого содержание золота (Ручьев, 2002, рис. 6). Аналогичная изменчивость присуща первичным геохимическим ореолам компактных золоторудных тел на не-

которых известных месторождениях. Есть сведения и о благороднометалльной минерализации, наложенной на пегматиты, локализованные вне чупинской толщи (Крупеник и др., 2000; Ахмедов и др., 2001).

Выводы

Естественные минеральные фации гнейсов чупинской свиты, образование которых стимулировалось сдвиговой деформацией, являются продуктами аллохимического стресс-метаморфизма, определявшего своеобразие развития БЗП и в неогарее, и в палеопротерозое. Метаморфизму подвергались породы, прежде всего, в местах разрядки девиаторных напряжений (ассоциации новообразованных минералов маркируют обусловленную сдвиговой деформацией структурно-текстурную субплоскостную анизотропию гнейсов и сланцев). Релаксационные физические и химические эффекты уже сами по себе были существенными факторами минерогенеза (Чиков, 1990, 1992 и др.), кроме того, при деформации создавались условия для флюидного тепло-, массопереноса, приведшего к перекристаллизации, изменению химического состава гнейсов (рис. 2) и их рудной минерализации в границах зон полифазной сдвиговой деформации.

Свекофеннский структурно-метаморфический комплекс представлен разновозрастными различно ориентированными сублинейными зонами сдвиговых дислокаций и сингенетичных пород четвертой минеральной фации. Сложная внутренняя структура крупноразмерных линейментных зон дислокаций и диафоритов определяется сочетанием, как правило, большого числа пространственно совмещенных различных типов сдвиговых парагенезисов структурных элементов. Каждый такой парагенезис соответствует самостоятельному эпизоду деформации, следовательно, наблюдаемая ныне структура зоны дислокаций сформировалась в ходе многократной разрядки девиаторных напряжений в условиях изменяющихся реологических свойств пород, о которых свидетельствует вариация угла скалывания почти во всем диапазоне возможных для него значений.

Субплоскостные структурные элементы, нередко сохраняя свою первоначальную пространственную ориентировку, неоднократно функционировали в составе разновозрастных сдвиговых парагенезисов, формировавшихся в неодинаковых деформационных условиях. При тектонической активизации в ходе отдельной фазы (эпизода) деформации могла происходить избирательная регенерация в качестве элементов новообразующегося сдвигового парагенезиса одного или двух плоскостных элементов ранее сформированной структуры. Вероятно, этот механизм обеспечивал поступательную реализацию широко проявленного феномена тектонического «наследования». Установлена возможность регенерации и функционирования в единой системе, соответствующей сдвиговому парагенезису, структурных элементов в разновозрастных зонах дислокаций, ориентированных под различными, в том числе и большими, углами друг к другу. Все это

свидетельствует о потенциальной многовариантности «оживления» структуры гнейсовой толщи и ее высокой флюидопроницаемости в условиях деформации. Представляется, что именно эти тектоноструктурные особенности определяют специфику формирования беломорских рудных объектов большеобъемного типа (относительно равномерное рассредоточение рудной компоненты в огромном объеме интенсивно дислоцированных пород).

С большой долей уверенности можно предположить, что долгоживущие зоны сдвиговых дислокаций и их системы играли роль фидеров, достигавших астеносферного уровня: аккумуляция углеродистого вещества в породах четвертой минеральной фации (Ручьев и др., 2007), связанная с аллохимическими процессами при повышенном потенциале калия, а также присутствие в диафторитах многих халько- и сидерофильных металлов в самородной форме – признаки действия глубинных восстановленных флюидов. Породы в границах таких зон – наиболее доступный для исследований продукт взаимодействия мантийного и корового вещества.

В новом аспекте аргументируется генетическая связь пегматитов мусковитовой формации с зонами сдвиговых дислокаций и сингенетичных им пород метаморфической фации кианит-биотит-мусковитовых гнейсов и сланцев: ориентировка большинства пегматитовых тел соответствует трещинам отрыва в свойственных диафторитам парагенезисах структурных элементов с преимущественно субмеридиональным, северо-восточным и, реже, субширотным простиранием плоскости главного сдвига. Выявлены признаки деформационно обусловленной многоактивности формирования жильных тел и слагающих их минералов. Поскольку пегматиты являются атрибутом свекофенских зон сдвиговой деформации, в качестве одного из поисковых признаков последних могут рассматриваться системы эшелонированных пегматитовых жил.

Структурные особенности свекофенских зон сдвиговых дислокаций, потенциальных рудоконтролирующих и рудоподводящих структур, позволяют считать их полигенными и полихронными образованиями. Имея это в виду, следует подходить и к изучению разнообразных, иногда экзотических ассоциаций многочисленных рудных минералов в диафторитах.

Предстоит большая работа по тектоноструктурному доизучению БЗП с учетом доминирующего сдвигового механизма деформации. Среди первоочередных задач – разработка детальной структурно-возрастной шкалы и корреляция на ее основе прояв-

лений эндогенных процессов в главных структурно-вещественных комплексах беломорид: чупинском, хетоламбинском и керетском (котозерско-керетском). Корректное решение этих, а также и целого ряда других, в частности прикладных, задач вряд ли будет возможно без применения методов структурно-парагенетического анализа.

Апробированный метод идентификации структурных элементов сдвиговых дислокаций и решения обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса позволяет: выявлять природные сдвиговые парагенезисы трех и большего числа структурных элементов и идентифицировать их; вычислять угол скалывания горных пород в условиях природной сдвиговой деформации; реконструировать пространственную ориентировку потенциальных структурных элементов сдвигового парагенезиса и осей главных нормальных напряжений.

С учетом возможностей, которые дает этот метод, целесообразно применять его для решения следующих задач.

Корреляция процессов структурообразования и металло-, минеро-, петрогенеза. Выделение и идентификация парагенезисов структурных элементов позволяет обоснованно согласовывать макро- и микроскопические наблюдения, создает базу, необходимую для детального изучения связи деформационных и вещественных преобразований горных пород.

Разработка структурно-возрастных шкал. Каждый сдвиговый парагенезис структурных элементов соответствует отдельному эпизоду деформации, шкалы, отражающие их последовательность, оцениваются как максимально детальные и наиболее реалистично характеризующие природные особенности исследуемого объекта.

Получение исходных данных для геометризации поисково-разведочных объектов. Новый способ анализа сдвиговых дислокаций дает объективную информацию об их структуре и ее развитии. Он позволяет определить среднестатистическую ориентировку структурных элементов, например, потенциальных минерализованных трещин отрыва, или плоскости главного сдвига, то есть ответить на важный вопрос о простирании и падении рудоконтролирующей или рудоподводящей зоны в целом, даже если ее границы не вскрыты.

Реконструкция полей палеонапряжений. Опыт работ показывает, что почти на каждом участке рассланцованных (кливажированных) горных пород можно получить данные, необходимые и достаточные для решения обратной тектонофизической задачи.

ЛИТЕРАТУРА

Ахмедов А. М., Воинова О. А., Калабаишкин С. Н. и др. Компьютерная карта золотоносности докембрия Карельского региона масштаба 1 : 1 000 000. Анализ перспектив // Региональная геология и металлогения. 2001. № 13–14. С. 84–104.

Ахмедов А. М., Шевченко С. С., Симонов О. Н. и др. Новые типы проявлений комплексной благороднометалльной мине-

рализации в зеленокаменных поясах архея Карело-Кольского региона // Геология и геодинамика архея: Материалы I Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия (Санкт-Петербург, 27–29 сент. 2005 г.). СПб., 2005. С. 34–38.

Бибилова Е. В., Клаесон С., Глебовицкий В. А. и др. Изотопное датирование свекофенского этапа преобразо-

вания Беломорского пояса Балтийского щита // Геохимия. 2001. № 10. С. 1116–1119.

Бибикова Е. В., Богданова С. В., Глебовицкий В. А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 227–224.

Володичев О. И., Щитцов В. В. О метаморфическом факторе формирования мусковитовых пегматитов (район центральной части Западного Беломорья) // Мусковитовые пегматиты СССР. Л., 1975. С. 165–168.

Гинзбург И. И. Полезные ископаемые побережья Кандалакшского залива Белого моря // Тр. Сев. науч.-промысл. экспедиции. 1921. № 7. С. 15–24.

Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев, 2005. 572 с.

Гинтов О. Б., Исая В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев, 1988. 228 с.

Голубев А. И., Иващенко В. И., Трофимов Н. Н., Ручьев А. М. Металлогения и оценка перспектив Карелии на крупные комплексные благороднометалльные месторождения // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск, 2007. С. 91–116.

Горлов Н. В. Структурный контроль пегматитов Беломорья. Л., 1973. 95 с.

Гровс Д. И., Бэтт Н. Д. Пространственные и временные вариации архейских металлогенических ассоциаций как отражение эволюции гранитоидно-зеленокаменных областей на примере Западно-Австралийского щита // Геохимия архея. Происхождение и эволюция архейской континентальной коры. М., 1987. С. 98–129.

Гродницкий Л. Л., Полин А. К. Пегматиты Северной Карелии и их ореолы (классификация, петрогр. и геохим. особенности, условия формирования). Петрозаводск, 1975. 227 с. (Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 23.)

Гродницкий Л. Л., Коншин В. А., Крохин А. И. Слюдоносные зоны диафтореза района оз. Слюдозеро // Геология и минеральное сырье: Опер.-информ. материалы. Петрозаводск, 1977. С. 30–36.

Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И., Кузьмин С. А. Особенности метаморфизма глиноземистых гнейсов месторождения Слюдозеро (беломорский комплекс) // Минералогия и геохимия протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, 1982. С. 5–29.

Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И. Структурный и метаморфический контроль пегматитов Малиновой Варакки (беломорский комплекс) // Магматизм и металлогения докембрийских образований: Опер.-информ. материалы. Петрозаводск, 1983. С. 41–45.

Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И. Лоушское пегматитовое поле (структурное развитие, полиметаморфизм, гранито- и пегматитообразование). Петрозаводск, 1985. С. 176.

Зарубин В. В. Особенности вмещающей среды и закономерности размещения пегматитовых жил месторождения Тэдино (Северная Карелия) // Слюда и пьезооптическое сырье. Л., 1969. С. 58–70. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия. Вып. 2, т. 147.)

Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М., 1979. 263 с.

Крупеник В. А., Ахмедов А. М., Кнауф В. В. Золотая минерализация в массивных колчеданных рудах пегматитовых жил Чупино-Лоухского района (Северная Карелия) // Доклады Академии наук. 2000. Т. 375, № 6. С. 799–802.

Левченко О. А., Володичев О. И., Зингер Т. Ф. и др. Возраст метаморфизма глиноземистых гнейсов района губы Поньгома (Беломорский подвижный пояс, Балтий-

ский щит) // Доклады Академии наук. 2001. Т. 377, № 2. С. 235–238.

Николаев А. А., Ручьев А. М., Левченко О. А. К геохронологии гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и магматизм докембрия Карелии: Опер.-информ. материалы за 1992 г. Петрозаводск, 1993. С. 55–60.

Петров О. В., Шевченко С. С., Ахмедов А. М. Новые промышленные типы комплексных руд благородных и цветных металлов в докембрии восточной части Балтийского щита // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогения Северо-Запада России: Материалы Всерос. конф. Петрозаводск, 12–15 ноября 2007 г. Петрозаводск, 2007. С. 292–296.

Ручьев А. М. О структурном факторе контроля мусковитовых пегматитов Северной Карелии // Геология и геохимия докембрийских образований Карелии: Опер.-информ. материалы. Петрозаводск, 1986. С. 3–6.

Ручьев А. М. К вопросу о структурном контроле мусковитовых пегматитов беломорского комплекса Северной Карелии // Ранний докембрий Карелии (геология, петрология, тектоническое строение). Петрозаводск, 1987. С. 138–151.

Ручьев А. М. О различиях диафторитов Лоушского пегматитового поля // Геология и магматизм докембрия Карелии: Опер.-информ. материалы за 1992 г. Петрозаводск, 1993. С. 53–55.

Ручьев А. М. О различиях диафторитов фации дистен-мусковитовых гнейсов (беломорский комплекс) // Докембрий Северной Карелии: петрология и тектоника. Петрозаводск, 1994. С. 31–52.

Ручьев А. М. О протолите гнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология, петрография и геохимия докембрийских образований Карелии: Опер.-информ. материалы за 1996 г. Петрозаводск, 1997а. С. 3–7.

Ручьев А. М. Природа протолита чупинских гнейсов (реконструкция, геодинамические и металлогенические следствия) // Беломорский подвижный пояс: Геология, геодинамика, геохронология. Программа и тез. докладов. Петрозаводск, 1997б. С. 48–49.

Ручьев А. М. Проблема никеля беломорского комплекса // Там же. 1997в.

Ручьев А. М. О некоторых особенностях парагнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998а. С. 73–81.

Ручьев А. М. О температурах образования реликтовых гранат-биотитовых плагиогнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Там же. 1998б. С. 82–88.

Ручьев А. М. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000а. С. 12–25.

Ручьев А. М. Особенности формирования парагнейсов чупинской свиты беломорского комплекса (на примере Северной Карелии) // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Материалы 2-го Всерос. петрограф. совещ. Т. IV. Сыктывкар, 2000б. С. 315–316.

Ручьев А. М. Геологические предпосылки развития рудной сырьевой базы горнодобывающей промышленности в Лоухском районе Республики Карелия // 300 лет учреждения Приказа рудокопных дел в России: Материалы междунар. конф. (Петрозаводск, 15–19 июня 2000 г.). Петрозаводск, 2001а. С. 70–78.

Ручьев А. М. Подвижность редкоземельных элементов и возникновение европиевых аномалий при метаморфизме (на примере парагнейсов чупинской свиты, беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001б. С. 99–106.

Ручьев А. М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002. С. 47–58.

Ручьев А. М. Благородные металлы в парагнейсах чупинской свиты // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005а. С. 260–264.

Ручьев А. М. Особенности метаморфизма гнейсов чупинской свиты // Там же. 2005б. С. 256–260.

Ручьев А. М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология и геодинамика архея: Материалы I Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия (Санкт-Петербург, 27–29 сент. 2005 г.). СПб., 2005в. С. 324–329.

Ручьев А. М. Особенности протолита и метаморфизма парагнейсов беломорского комплекса Балтийского щита в геодинамическом аспекте // Метаморфизм и геодинамика. Материалы Междунар. науч. конф. (II Чтения памяти С. Н. Иванова). Екатеринбург, 2006. С. 112–116.

Ручьев А. М. О перспективах выявления благороднометалльных объектов в беломорском комплексе пород // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России: Материалы Всерос. конф. (Петрозаводск, 12–15 ноября 2007 г.). Петрозаводск, 2007а. С. 340–345.

Ручьев А. М. Структурный анализ сдвиговых дислокаций // Новые идеи в науках о Земле. VIII междунар. конф. Доклады. Т. 1. S-I. М., 2007б. С. 298–301.

Ручьев А. М. Идентификация структурных элементов сдвиговых дислокаций и решение обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М. В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тез. докл. Всерос. конф. В 2-х т. Т. 1. М., 2008а. С. 94–96.

Ручьев А. М. Аллохимический стресс-метаморфизм пород беломорского комплекса Балтийского щита // Там же. Т. 2. М., 2008б. С. 69–71.

Ручьев А. М. Сдвиговые структурные парагенезисы верхнекоровых тектонических дислокаций в беломорском комплексе пород Балтийского щита // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: Материалы 14-й междунар. конф. Ч. 2. Петрозаводск, 2008в. С. 158–161.

Ручьев А. М. Специфика архей-палеопротерозойских верхнекоровых эндогенных процессов в беломорском комплексе пород Балтийского щита // Там же. 2008г. С. 161–164.

Ручьев А. М. Новый подход к структурно-парагенетическому анализу рудоконтролирующих зон расщеливания

(опыт исследования благороднометалльных объектов на территории Карелии) // Проблемы рудогенеза докембрийских щитов: Тр. Всерос. науч. конф., посвящ. 90-летию юбилею чл.-корр. РАН Г. И. Горбунова (Апатиты, 17–18 ноября 2008 г.). Апатиты, 2008д. С. 137–141.

Ручьев А. М., Антонова Т. А., Кевлич В. И. и др. Углеродистое вещество гнейсов чупинской свиты беломорид // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: Материалы юбилейной науч. сессии, посвящ. 45-летию Ин-та геологии Карельского НЦ РАН и 35-летию Карельского отделения РМО. Петрозаводск, 2007. С. 93–96.

Рыцк Ю. Е. Тектонические условия формирования слюдяных пегматитов месторождения Плотина (Северная Карелия) // Зап. Ленингр. горн. ин-та. 1959. Т. XXXV, вып. 2. С. 29–46.

Рыцк Ю. Е. Влияние дизъюнктивных нарушений на распределение пегматитов в северо-западном Беломорье // Тр. ВСЕГЕИ. 1962. Т. 83. С. 49–69.

Рыцк Ю. Е., Никаноров А. С., Смирнова В. С. и др. Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов. М., 1972. 336 с. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 187.)

Саморуков Н. М., Рундквист И. Н., Боровко И. Н. Оценка перспектив золотого оруденения жильного и прожилково-вкрапленного типа зеленокаменных структур Карело-Кольского региона. Л., 1985 // Фонды СЗРГЦ.

Слабунов А. И., Ларионов А. Н., Бибикина Е. В. и др. Геология и геохронология Шобозерского массива комплекса лерцолитов – габброноритов Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 3–14.

Степанов В. С. Благороднометалльное рудопроявление Травяная Губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортозитов Западного Беломорья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск, 2001. С. 54–62.

Чиков Б. М. Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма (применительно к линейным зонам земной коры) // Структура линейных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск, 1990. С. 6–31.

Чиков Б. М. Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия (обзор проблемы) // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 3–38.

Slabunov A. I., Stepanova A. V., Larionov A. N. et al. Geology, geochronology and correlation of the Jatulian coronitic gabbro complex in the Belomorian mobile belt (BMB) // SVEKOLAPKO. An EUROPROBE project. 6th Workshop, Lammi, Abstracts. University of Oulu, report No 24. 2001. P. 55.