
А. М. Ручьев

ОБРАЗОВАНИЕ КИАНИТОВЫХ ГНЕЙСОВ В ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОМ АСПЕКТЕ (беломорский комплекс пород Балтийского щита)

Введение

Причины и механизм регионального высокobarического метаморфизма кианитового типа, определяющего специфику гнейсов чупинской свиты, до сих пор остаются не вполне раскрытыми, хотя длительное время привлекали внимание исследователей. Не претендуя на полноту обзора, можно указать основные этапы получения новой информации и развития представлений об условиях образования кианитовых гнейсов беломорид.

Связь генезиса кианитовых гнейсов с деформацией, вероятно, первым отметил Н. Г. Судовиков (1939), высказавший предположение, что кианит в гнейсе Небла-Тундры возникает в зонах дробления (скалывания) и параллельное распределение его зерен есть результат дифференциальных движений, одновременных с перекристаллизацией.

После изучения Тэдинского пегматитового поля В. В. Зарубин (1969) аргументировал следующие выводы: присутствие кианита в зонах наиболее интенсивного расщепления указывает на образование кианит-гранат-биотитовых гнейсов за счет гранат-биотитовых; зоны повышенного расщепления, образующиеся при сколовой деформации, – одни из важнейших проявлений архейской дизъюнктивной тектоники.

В результате исследования Кемско-Беломорской площади О. И. Володичев (1969) установил, что гранат-биотитовые с кианитом и кианит-гранат-биотитовые гнейсы, формированию которых соответствует свой этап деформаций, представляют различные стадии преобразования гранат-биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов. Он сформулировал следующие выводы: «1. Большинство кианитовых гнейсов амфиболитовой фации метаморфизма района центральной части Западного Беломорья образовалось в результате метасоматических преобразований при мигматизации и ультраметаморфизме гранато-биотитовых гнейсов гранулитовой фации. 2. Как и процессы мигматизации и ультраметаморфизма, метасоматическое преобразование глиноземистых пород имеет региональное распространение. 3. Состав преобразованных глиноземистых гнейсов обусловлен, с одной

стороны, составом первоначальных пород и, с другой стороны, химизмом и интенсивностью процессов метасоматоза при мигматизации» (там же, с. 57).

Затем были выделены (Володичев, 1975) метаморфические фации дистеновых и дистен-мусковитовых гнейсов. Первая подразделялась на дистен-ортоклазовую и дистен-микроклиновую субфации, рассматривавшиеся как температурные аналоги соответственно гранулитовой и амфиболитовой фаций умеренного давления. К дистен-ортоклазовой субфации были отнесены кианит-гранат-биотитовые (с микроскопическим кианитом и нередко с ортоклазом) гнейсы ($T = 650\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 12\text{--}14$ кбар), а также часть мелкозернистых гранат-биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов; к дистен-микроклиновой субфации – гранат-биотитовые гнейсы с относительно высоким показателем железистости и средне-, крупнозернистые кианит-гранат-биотитовые гнейсы. Геохимическая обстановка и дифференциальная подвижность компонентов при высокobarических метасоматических преобразованиях, пример которых – образование кианитовых гнейсов за счет гранат-биотитовых, характеризовалась общими условиями крайне низкой щелочности, инертным поведением Fe, Mg и Al и, возможно, Na и подвижным поведением K, Ca и Si. Метаморфизм фаций дистеновых и дистен-мусковитовых гнейсов рассматривался как среднетемпературный аналог жадеит-глауфоканового типа метаморфизма. При этом отмечалось: «...высокие давления при метаморфизме пород беломорского комплекса не могут быть объяснены существованием дополнительных тектонических нагрузок, не было также их проявление кратковременным и импульсивным» (Володичев, 1975, с. 160).

К середине 80-х годов были выполнены и другие исследования, приведшие к иным выводам. Например, Ю. В. Нагайцев (1974) ставил под сомнение правомерность отнесения мелкозернистых гранат-биотитовых плагиогнейсов к гранулитовой фации, отмечая несвойственное ей высокое содержание воды в биотите. Мелкозернистый кианит в гнейсах рассматривался в качестве более позднего образования, чем крупнозернистые линзовидно-полосчатые дистен-гранат-биотитовые гнейсы (Гродницкий, Полин, 1975).

Позднее при изучении Лоушского пегматитового поля (Гродницкий и др., 1982, 1985) было еще раз подтверждено, что кианитовые гнейсы с калиевым полевым шпатом и микрозернистым кианитом – наиболее ранний продукт преобразования гранат-биотитовых плаггиогнейсов. Констатировалось, что новообразованный агрегат микроскопических кристаллов кианита контролируется плоскостями бластомилонитовой сланцеватости, и именно этот тип его локализации доминирует как по распространенности, так и по суммарному объему минеральной фазы кианита. Происхождение кианитовых бластомилонитов связывалось с деформациями чупинского и лоухского периодов. Отмечались признаки неоднократной сдвиговой деформации, проявленной в форме вязкого сдвигового ламинарного течения горных пород.

Затем было установлено, что формирование кианитовых гнейсов происходило при более экстремальных термодинамических параметрах, чем гранат-биотитовых, однако эти параметры не превышали свойственных амфиболитовой фации (Ручьев, 1994, 1998 и др.). Минеральный парагенезис реликтовых гранат-биотитовых плаггиогнейсов образовывался в условиях регрессивного перехода от низкотемпературной области кианит-биотит-ортоклазовой к биотит-мусковитовой и ставролитовой фации, а кианитовый бластомилонит соответствует фации кианит-биотит-ортоклазовых гнейсов*.

Таким образом, главные выявленные особенности позднеархейского кианитообразования в Беломорье сводятся к следующим: самая ранняя метаморфическая разновидность кианитовых гнейсов – продукт аллохимического прогрессивного преобразования древнейших гранат-биотитовых гнейсов; локализация кианита преимущественно контролируется бластомилонитовой сланцеватостью; структурно-текстурные особенности кианитовых гнейсов свидетельствуют о сдвиговой деформации горных пород.

При ознакомлении с опубликованными материалами, касающимися проблемы формирования кианитовых гнейсов, обращает на себя внимание резко неравноценная степень изученности этих пород в петрологическом и тектоноструктурном аспектах. Хотя, по мнению большинства исследователей, деформационные процессы влияли на образование кианитовых гнейсов, их структурные особенности как источник информации о характере напряженного состояния среды петрогенеза при высокобарическом метаморфизме остались явно недостаточно изученными. Цель этой статьи – пополнение сведений о структуре кианитовых гнейсов и специфике ее формирования.

Метод исследования

При структурно-парагенетическом анализе кианитовых гнейсов использован метод идентификации структурных элементов сдвиговых

дислокаций и решения обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса, предназначенный для исследования крупноразмерных фрагментарно обнаженных зон сдвиговых дислокаций, в которых затруднена полевая идентификация нередко близких по ориентировке и макроскопически сходных по минеральному выполнению субплоскостных элементов пространственно совмещенных разновозрастных структурных парагенезисов. Этот метод, основные положения которого опубликованы (Ручьев, 2007, 2008, 2009а, в), 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.

Фактический материал и его обсуждение

Метаморфические* разновидности гнейсов чупинской свиты – продукты полиэтапного архей-протерозойского (2,9–1,75 млрд лет назад) эндогенного изменения граувакк однородного протолита (Ручьев, 2000), классифицируемые (рис. 1) на основе фундаментальных представлений о минеральном парагенезисе и естественной минеральной фации.

Главный объект обсуждения – кианитовый гнейс-2, составляющий большую часть пород чупинской свиты. Многие особенности его происхождения становятся более очевидными, если гнейс-2 сопоставлять с гранат-биотитовым плаггиогнейсом-1, служившим исходным веществом при его образовании. Поэтому далее приводится краткая характеристика обеих разновидностей гнейсов.

Гнейс-1 – макроскопически тонко-, мелкозернистая преимущественно массивная серая с различными оттенками мезократовая порода с гранатом характерного малинового цвета. Иногда она имеет слабо выраженную полосчатость, обусловленную различной зернистостью и (или) неравномерным содержанием темноцветных минералов, которая напоминает осадочную слоистость (рис. 2, а, б). В шлифах характерна гранобластовая или лепидогранобластовая структура и соответственно массивная или слабосланцеватая текстура (рис. 2, в). Гнейс-1 встречается повсеместно в разнообразных по форме, размеру и ориентировке реликтовых блоках, сохранившихся среди более поздних метаморфических разновидностей пород чупинской свиты (рис. 2, а).

Петро-, геохимические особенности гнейса-1 северокарельского ареала пород чупинской свиты детально рассматривались ранее (Ручьев, 2000а и др.).

* Здесь и далее названия метаморфических фаций даются в соответствии с классификационной схемой С. П. Кориковского (1979).

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

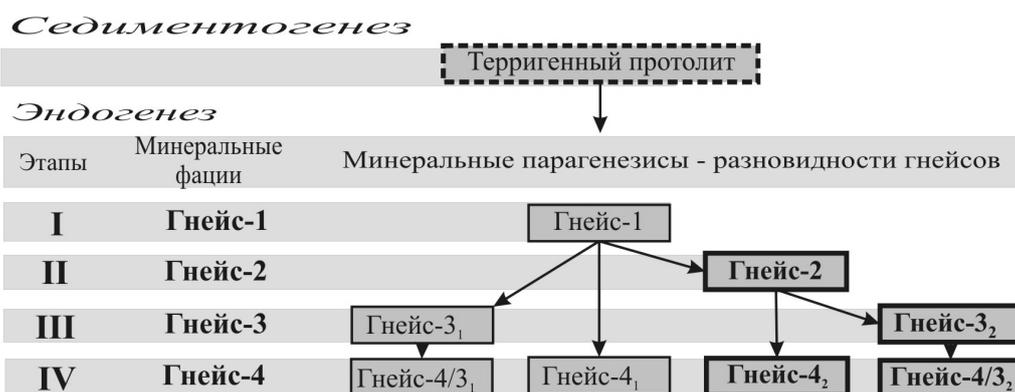


Рис. 1. Схема развития минеральных фаций и минеральных парагенезисов гнейсов чупинской свиты

Доминирующие разновидности выделены жирным шрифтом; минеральные парагенезисы: гнейс-1 – $9,96\text{Grt}^{26\pm 10} + 20,40\text{Vt}^{37\pm 4} + 34,32\text{Pl} + 34,32\text{Qtz} \pm \text{Gr} + 0,98$ рудный; гнейс-2 – $2,54\text{Ku} + 10,51\text{Grt}^{30\pm 9} + 24,02\text{Vt}^{38\pm 4} \pm \text{Kfs} (\text{Or}) + 26,49\text{Pl} + 35,82\text{Qtz} \pm \text{Gr} +$ рудный; гнейс-3₂ – $3,41\text{Ku} + 7,00\text{Grt}^{23\pm 4} + 20,74\text{Vt}^{39\pm 4} + 35,80\text{Pl} + 32,68\text{Qtz} \pm \text{Gr} +$ рудный; гнейсы-4₁, -4₂, -4/3₁, -4/3₂ – $\pm \text{Ku} \pm \text{Grt}^{18\pm 4} + \text{Ms} + \text{Vt}^{46} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Gr} +$ рудный. Символы минералов: Vt – 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 обшей железистости и его стандартное отклонение, надстрочные – средняя доля пиропового минала в гранате и ее стандартное отклонение

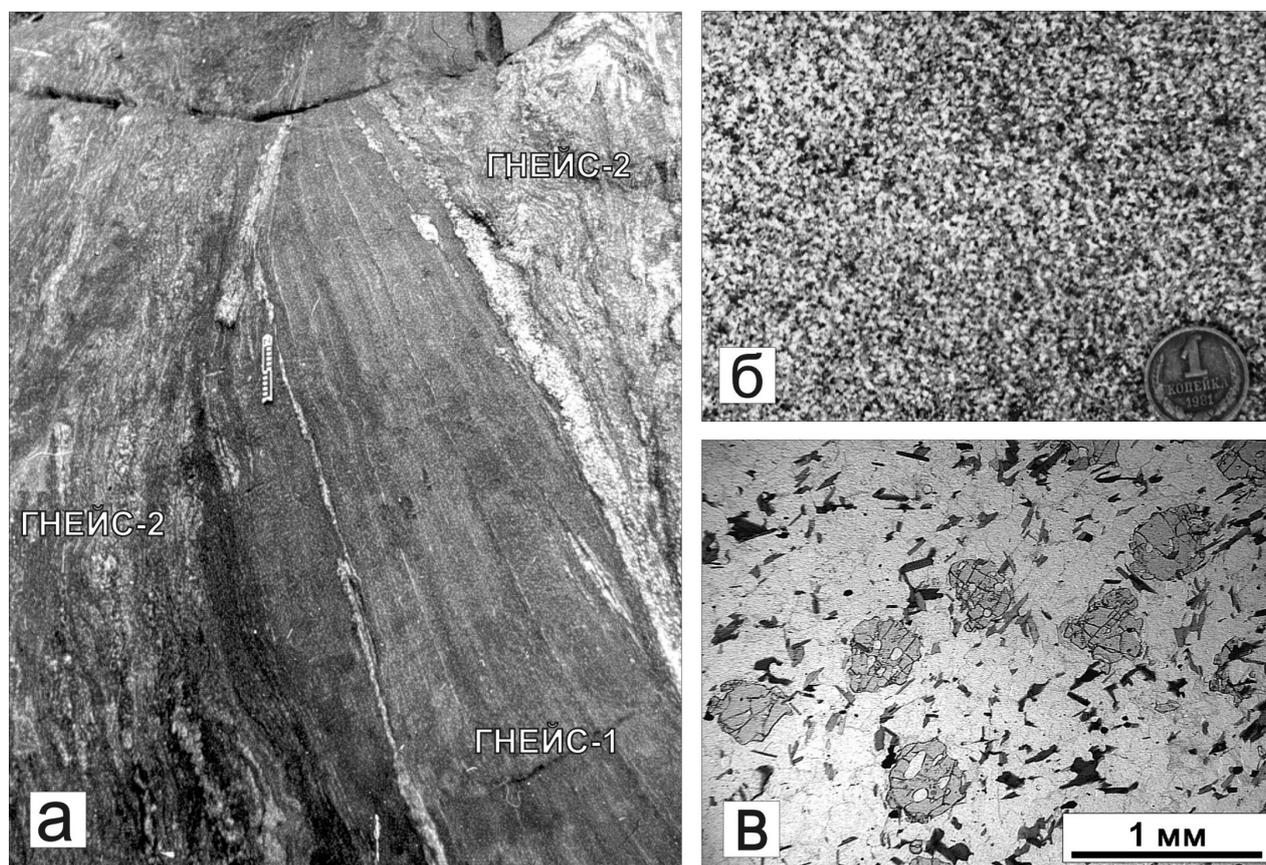


Рис. 2. Реликтовый характер, структура и текстура гнейса-1:

а – крупный реликт гнейса-1 с полосчатой текстурой в гнейсе-2, Слюдоваракка, масштабная линейка ориентирована на север, цена деления – 1 см; б – порода в естественном обнажении, диаметр монеты – 1 см; в – шлиф гранат-биотитового плагиогнейса под микроскопом, анализатор выключен

Минеральный парагенезис гнейса-1 (рис. 1, подпись) формировался при снижении температуры (T_1) от 645 до 480 °С и давления (P_1) от 8,2–8,0 до 7,5 кбар (Ручьев, 1998). Этот диапазон TP -усло-

вий отвечает переходу от низкотемпературной области кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфической фации.

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. Верхнего Пулонгского (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.

В северокарельском ареале пород чупинской свиты еще не удалось обнаружить реликтовые образования, которые можно обоснованно интерпретировать как исходный материал для *массового* развития гнейса-1. Это обстоятельство на достигнутом уровне изученности позволяет считать его самой древней и наиболее близкой по составу к веществу протолита метаморфической разновидностью чупинских гнейсов.

Типоморфные признаки гнейса-1 и специфика наложенных процессов превращения его в другие разновидности пород чупинской свиты проявлены отчетливо и одинаковы, по крайней мере, в районе от Поньгомы на юго-востоке до Неблагоры на северо-западе.

Гнейс-2 – крупно-, среднезернистая часто пойкилобластовая отчетливо сланцеватая порода (рис. 3, а, б) с микроскопически различимой полосчатой текстурой: на лепидогранобластовом фоне выделяются сложенные агрегатом кварца, плагиоклаза, калишпата, биотита и упорядоченно ориентированных кристалликов кианита микрозернистые нематобластовые зоны, сингенетичные сдвиговой по механизму формирования сланцеватости (рис. 3, в, г). В естественных обнажениях и образцах пород можно наблюдать различные стадии и особенности преобразования гнейса-1 в гнейс-2 (рис. 3).

Трансформация гнейса-1 в гнейс-2 имела аллохимический (основной с отчетливо повышенным потенциалом калия) характер. Оценка изменения усредненного химического состава пород с учетом объемных эффектов (Ручьев, 2002) свидетельствует о привносе, мас. % к содержанию компонентов в гнейсе-1: TiO_2 – 6,55; Al_2O_3 – 18,69; FeO – 21,81; MnO – 14,56; MgO – 30,55; K_2O – 42,53; H_2O – 12,74; Li_2O – 53,86; Rb_2O – 63,48; Cs_2O – 215,31; BaO – 43,89; V_2O_5 – 39,07; Cr_2O_3 – 37,49; CoO – 11,52; NiO – 15,30; CuO – 4,68; ZnO – 33,06 и о выносе: SiO_2 – 2,05; Fe_2O_3 – 14,12; CaO – 23,74; Na_2O – 9,82; SrO – 16,87. В рассматриваемой геологической обстановке столь значительные изменения были возможны лишь при флюидном массопереносе.

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, 2001); наличие в гнейсе-2 самородных железа, никеля, цинкистой меди, оловянистого свинца, серебра и других металлов. Специфика пре-

образований вещества позволяет ставить вопрос об астеносферном (мантийном) источнике флюида.

По региональному характеру проявления и объему переработанного вещества формирование гнейса-2 является, вероятно, наиболее значительным событием в метаморфической истории чупинских гнейсов. Времени завершения второго этапа эндогенеза возможно отвечает изохронный возраст цирконов II типа из гранат-биотитового гнейса района губы Поньгомы – 2788 ± 4 млн лет (Левченков и др., 2001).

Формирование высокотемпературной и высокобарической ассоциации $\text{Kfs} + \text{Grt}^{30 \pm 9}_{70 \pm 4} + \text{Vt}_{38 \pm 4} \pm \text{Kfs} (\text{Or}) + \text{Pl}$, судя по результатам минералогической термобарометрии (усредненные значения: $T_2 = 705$ °C, $P_2 = 9,4$ кбар), происходило в TP-условиях кианит-биотит-ортоклазовой метаморфической фации. Для пойкилобластов граната гнейса-2 характерна сложная химическая зональность (рис. 4), свидетельствующая о многократном резком изменении термодинамических параметров в период их образования.

В отношении минерального парагенезиса гнейса-2 (рис. 1, подпись) необходимо отметить, что в ближайшее время он будет уточнен и, вероятно, дополнен.

Среди микрокристаллических фаз, маркирующих бластомилонитовую сланцеватость, в пространственной ассоциации с кианитом обнаружены ранее не отмечавшиеся и еще окончательно не определенные различные минералы, относящиеся, что наиболее вероятно, к слоистым силикатам. Часть из них имеет химический состав, свойственный кандитам – минералам группы каолинита: каолиниту, диккиту, накриту; анокситу; аллофану; галлуазиту-10Å и -7Å (метгаллуазиту). Другие минеральные фазы, отличаясь от кандитов содержанием кремния, алюминия, кислорода, содержат натрий, кальций, железо (каждого элемента не более процента) и калий (от долей до 3 мас. %, иногда – до 5,5 мас. %). Химически они близки иллиту, триоктаэдрическому иллиту, гидрослюдам, некоторые из них, возможно, являются смешаннослойными образованиями. Далее эти минералы собирательно и условно именуется «иллитами».

Наличие кандитов и «иллитов» в зонах бластомилонитовой сланцеватости, где кристаллизовался кианит, а также в близких к ним по ориентировке субплоскостных структурных элементах гнейса-2 (рис. 5) указывает на единую деформационную причину пространственной локализации этих минеральных видов.

Слоистые силикаты алюминия, нередко вместе с кианитом, встречаются и во включениях в гранате. В некоторых его пойкилобластах такие включения являются, несомненно, более ранними, чем мономинеральные включения кианита на периферии тех же зерен граната. Это позволяет предполагать чередование образования фаз глинистых минералов и кианита, наличие нескольких их генераций, а также утверждать, что после образования кандитов и «иллитов» продолжалась кристаллизация относительно высокотемпературного граната. Такие особенности минерагенеза наряду со сложной зональностью граната (рис. 4) свидетельствуют о «пульсационном» характере изменчивости параметров метаморфизма второго этапа.

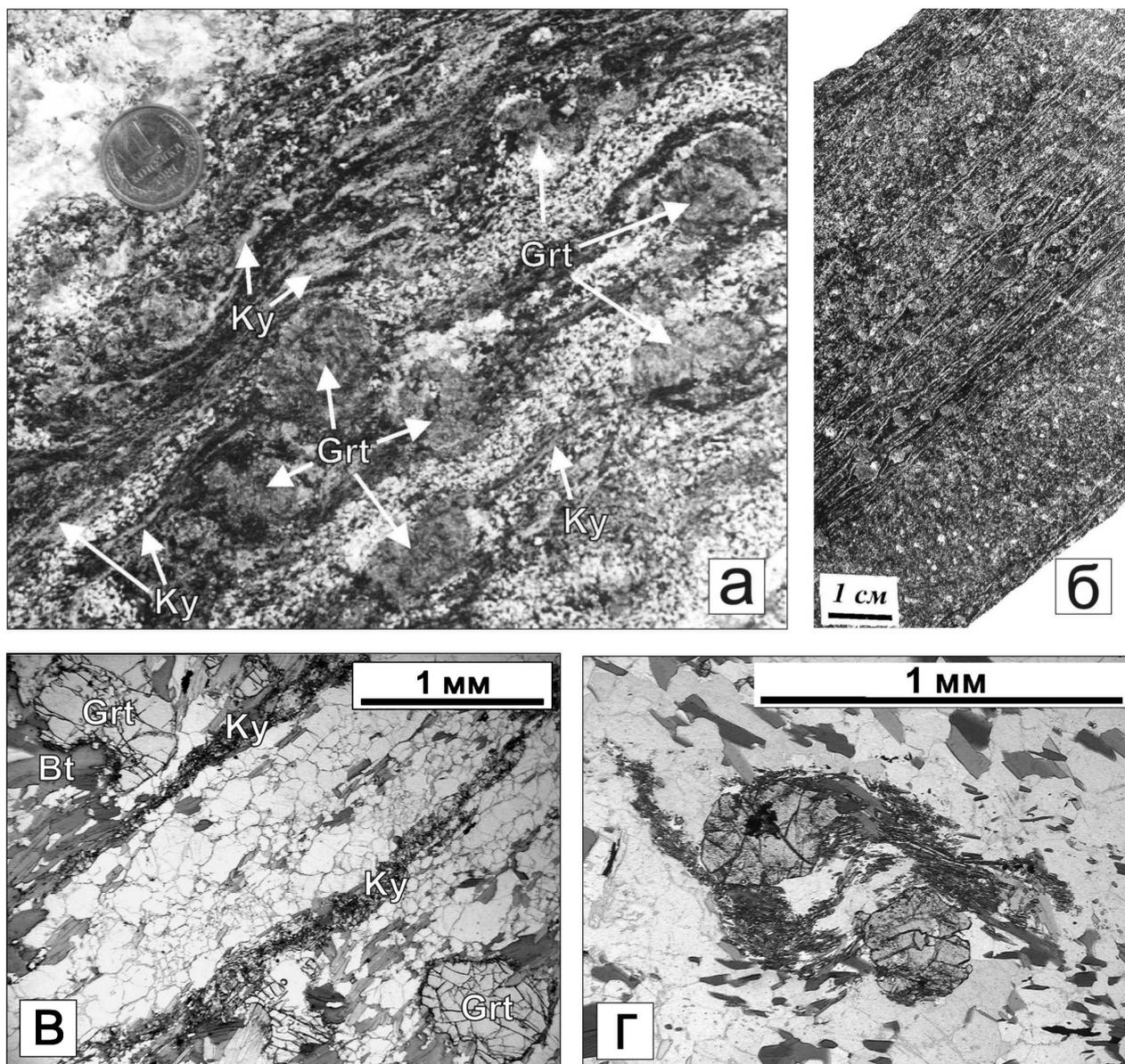


Рис. 3. Гнейс-2:

а, б – начальная стадия формирования гнейса-2, между дискретными субплоскостными зонами бластомилонитовой сланцеватости хорошо различим в различной степени измененный материал гнейса-1; а – естественное обнажение, Лоушское pegmatitовое поле, восточный берег Слюдозера, диаметр монеты – 1 см; б – распиленный и полированный буровой керн, Восточнослудозерский участок, скважина № 6, глубина отбора образца – 117,8 м; в, г – бластомилонитовая сланцеватость под микроскопом (без анализатора): в – поперечное сечение субплоскостных зон кианитообразования, видна гетерогранобластовая структура подвергнувшегося деформации субстрата; г – структура вращения пойкилобластов граната в зоне левостороннего сдвига, контролирующей локализацию кианита (в гранате – включения кианита)

Гнейс-2 ранее был определен как бластомилонит (Гродницкий и др., 1982, 1985 и др.). Его минеральный парагенезис маркирует систему дискретных субравномерно распределенных в породах чупинской толщи плоскостей и зон сланцеватости, «наложенных» на гнейс-1, а также на интрузивные тела позднеархейских гранитоидов. Подобное объемное развитие деформации реализуется при дифференцированном напряжении в условиях квазипластического поведения пород (Гинтов, Исай, 1988), которое могло быть обусловлено соответствующими фоновым тепловым потоком и (или) литостатическим давлением. Последние, однако, не были определяющими

факторами образования кианита, о чем свидетельствуют хорошая сохранность многочисленных реликтов гнейса-1 в гнейсе-2 (рис. 3, а), а также близость палеогеотермических градиентов первого и второго эндогенных этапов (24 и 25 °С/км соответственно). Факт контроля локализации кианита новообразованными элементами субплоскостной анизотропии пород с морфологическими признаками сдвиговых структур позволяет предположить, что массовое зарождение центров кристаллизации этого минерала происходило непосредственно в местах разрядки девиаторных напряжений, маркируемых сколами сдвигового парагенезиса.

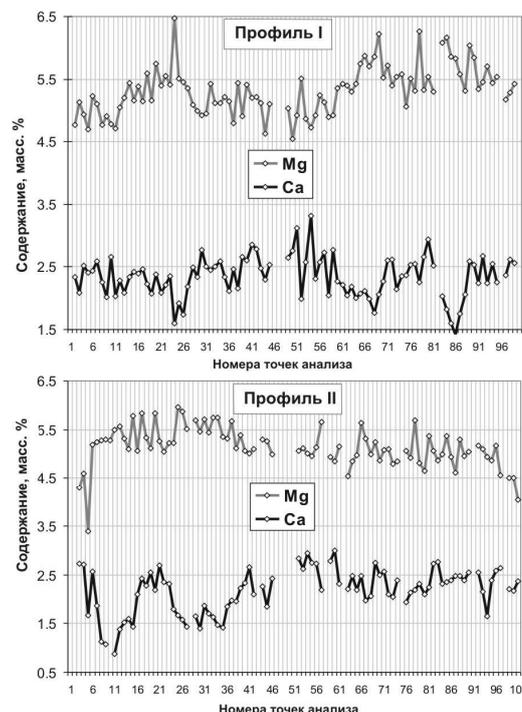
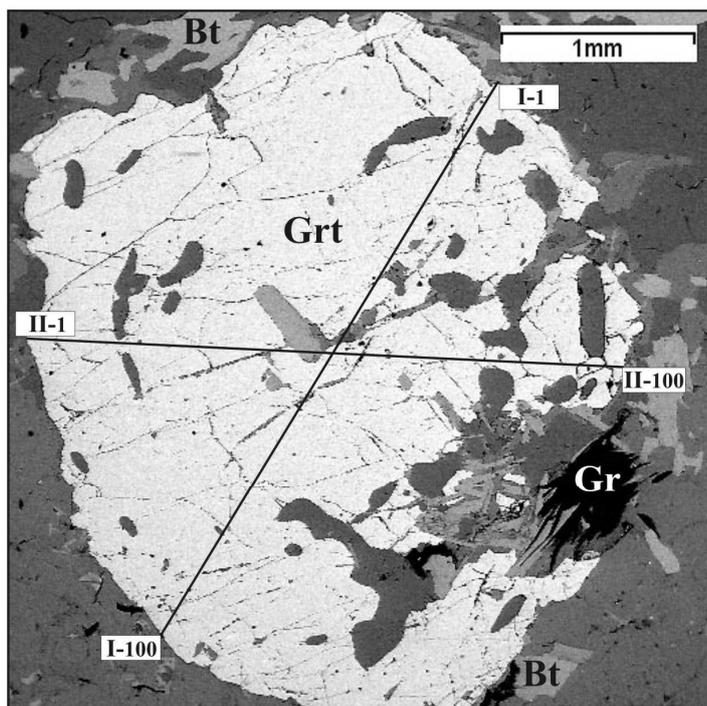


Рис. 4. Гранат гнейса-2 (изображение во вторичных электронах) и его химическая зональность, Слюдоваракка, образец Т-35

Результаты изучения структурной анизотропии гнейса-2 подтверждают ее сдвиговую природу. Выполненный в настоящее время на удаленных друг от друга площадях Тэдинского и Лоушского пегматитовых полей статистический геометрический анализ пространственной ориентировки бластомилонитовой сланцеватости показывает, что в тектонофизическом аспекте ее плоскости являются структурными элементами многочисленных сдвиговых парагенезисов.

Особенности формирования структуры гнейса-2 рассматриваются на примере Слюдозерского участка Лоушского пегматитового поля (рис. 6), геологические особенности которого детально охарактеризованы ранее (Гродницкий и др., 1982, 1985 и др.).

В результате анализа πS -диаграммы (рис. 6, врезка) бластомилонитовой сланцеватости и осевых плоскостей мелких острозамковых складок подобного типа, в которые она, как правило, смята, на закартированной площади Слюдозерского участка выявлено семьдесят пять сдвиговых парагенезисов субплоскостных структурных элементов (рис. 7). Идентифицированные парагенезисы (рис. 7, диаграммы 1–47) представлены следующим набором различных типов: {RR'L} – 40; {RR'PL} – 3; {RR'TL} – 1; {RPTL} – 2 {R'PL} – 1 парагенезис. Двадцать восемь трехэлементных «девятиугольных» парагенезисов (рис. 7, диаграммы 48–75) на основе имеющихся фактических данных не поддаются однозначной интерпретации ({R'PL}?, {RR'P}?), поэтому идеализированный сдвиговый структурный парагенезис для них не моделировался.

Каждый из выделенных сдвиговых парагенезисов структурных элементов гнейса-2 – продукт самостоятельного эпизода разрядки девиаторных напряжений. Как установлено (Чиков, 1990, 1992 и др.), релаксационные физические и химические эффекты уже сами по себе являются важными факторами мигрирования горных пород создаются условия для интенсивного функционирования флюидного потока, ведущего к изменению химического состава породы. Таким образом, вышеприведенные материалы геометрического анализа подтверждают основанные на тектоно-морфологических наблюдениях выводы о сдвиговой природе структурно-текстуальной анизотропии гнейса-2 и служат новым существенным доказательством того, что прогрессивный метаморфизм пород на втором этапе эндогенеза стимулировался сдвиговой по своему физическому механизму деформацией, обусловившей многократную деструкцию пород, локальное изменение температуры и давления, возможность флюидного энерго- и массопереноса. Совокупность перечисленных процессов с учетом определяющей их причины наиболее точно может быть определена как аллохимический стресс-метаморфизм.

Большое число выявленных структурных парагенезисов свидетельствует о многоактности и, вероятно, длительности формирования метаморфических пород второй минеральной фации. На неоднократность зарождения центров кристаллизации кинита указывает и то, что различно ориентированные изначально субплоскостные структурные элементы, маркируемые сингенетичным минеральным параге-

незисом гнейса-2, деформированы в разномасштабные острозамковые складки подобного типа, компланарно осевым плоскостям которых развивается аналогичная по минеральному выполнению сланцеватость. Подобные соотношения считаются признаком разновозрастности структурных элементов и, следовательно, контролируемого ими минерального выполнения.

Информацию, имеющую отношение к оценке условий стресс-метаморфизма второго этапа эндогенеза, дает анализ величины угла скалывания α_0 . Ранее отмечалась (Гинтов, Исая, 1988) выявленная при экспериментальных работах тенденция увели-

чения угла скалывания при возрастании пластичности деформируемой горной породы. При больших скоростях деформации в условиях пластичности пород величина α_0 изменяется в зависимости от уровня глубинности от 30° до 38°, а в условиях умеренной хрупкости и пластичности – от 25° до 33° (Гинтов, 2005, с. 542). Идентифицированным сдвиговым парагенезисам структурных элементов гнейса-2 (рис. 7, диаграммы 1–47) свойственны углы скалывания, меняющиеся в диапазоне от 35° до 6°, что приводит к заключению о возможности кристаллизации кианита во всем диапазоне изменения реологических свойств гнейсов.

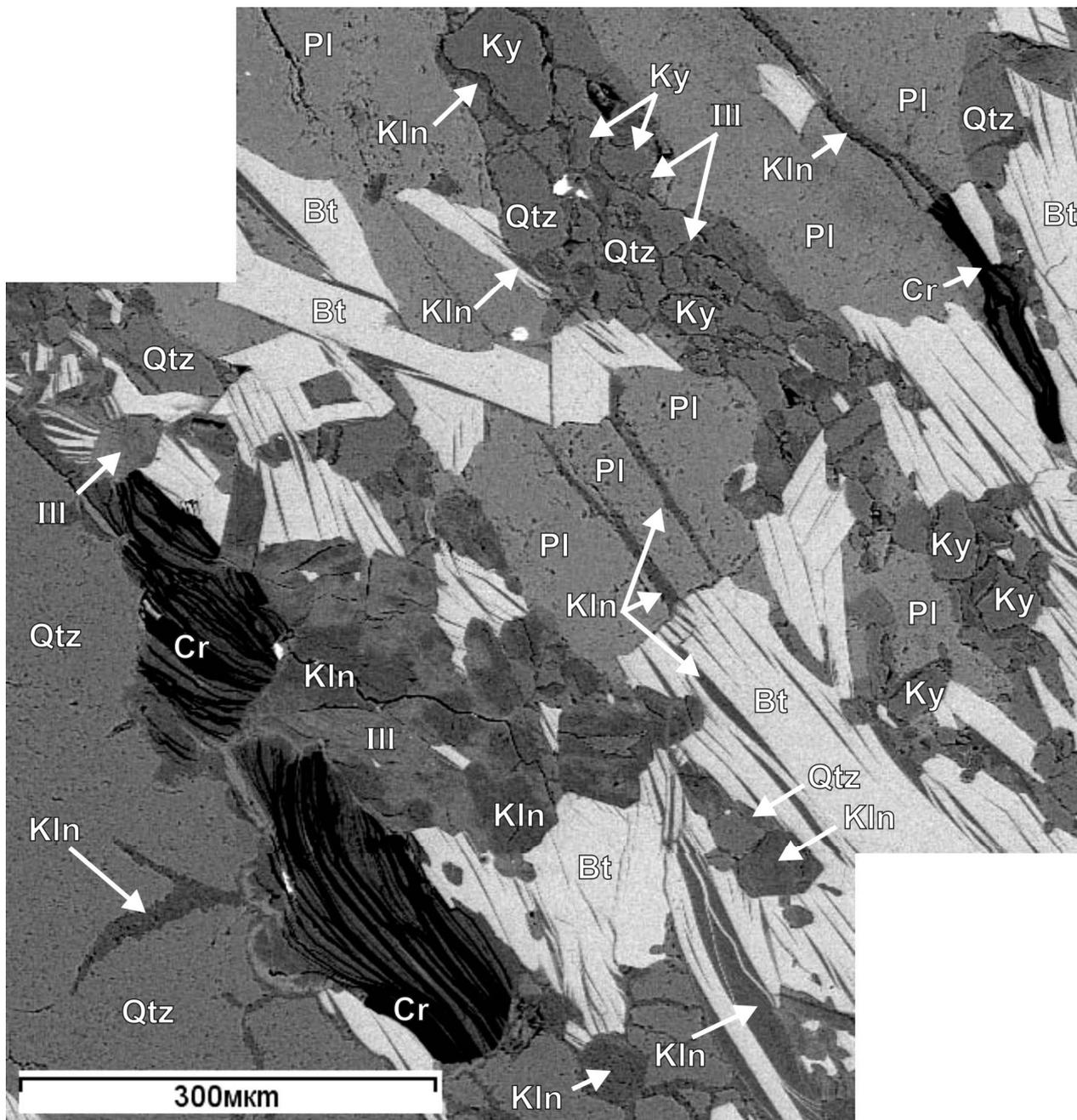


Рис. 5. Кандиты (Kln), «иллиты» (III), новообразованный графит в гнейсе-2 (изображение во вторичных электронах), Восточнослудозерский участок, скважина № 196, глубина отбора образца – 279,4 м

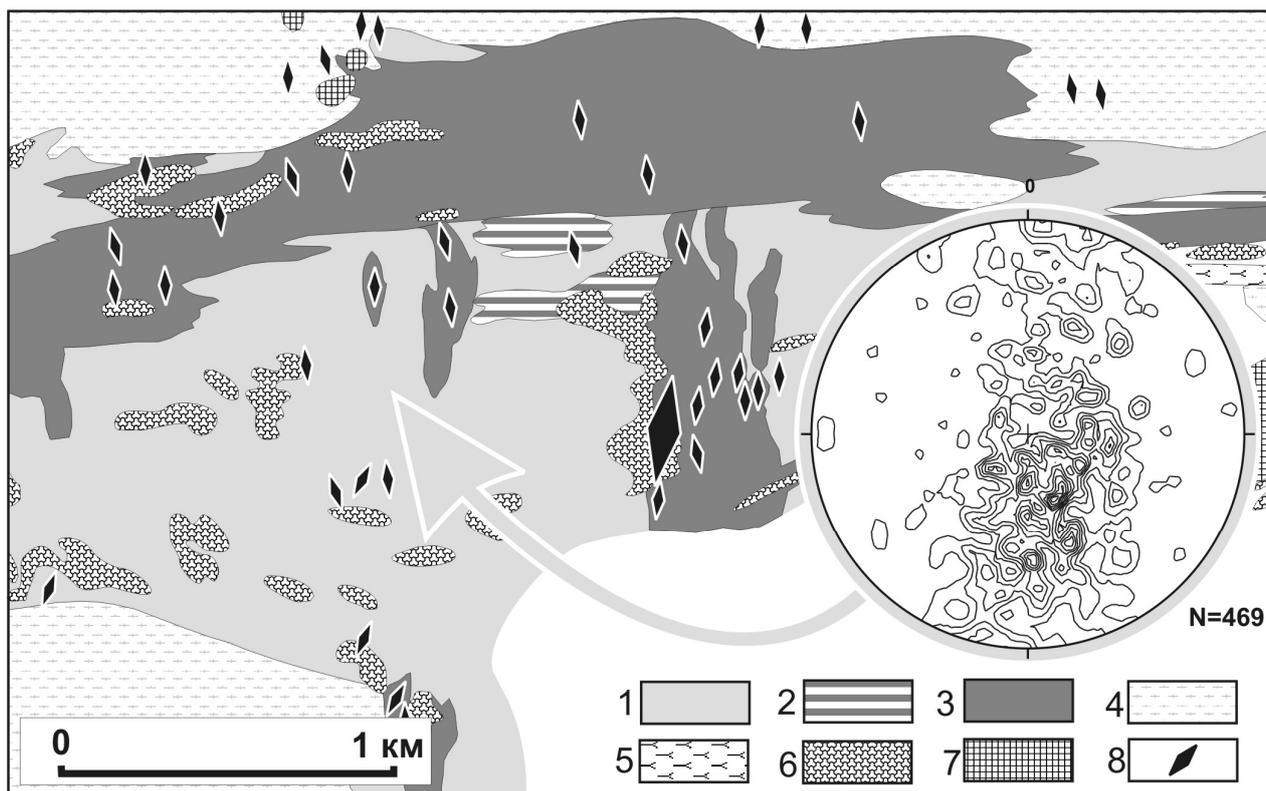


Рис. 6. Геологическая схема Слюдозерского участка Лоушского пегматитового поля:

1 – гнейс-2 с реликтами гнейса-1 (площадь структурных наблюдений); 2 – гнейс-3; 3 – гнейс-4; 4 – аллохтонные блоки гранитоидов ТТГ-серии с реликтами мафических пород; 5 – амфиболиты; 6 – позднеархейские интрузивные гранитоиды; 7 – базиты комплекса лерцолитов-габброноритов; 8 – пегматитовые тела (крупным значком отмечена вскрытая бурением пегматитовая жила № 30); на врезке – πS -диаграмма сланцеватости, маркируемой минеральным парагенезисом гнейса-2, и осевых плоскостей острозамковых складок подобного типа, в которые эта сланцеватость смята, число замеров – $N = 469$, изолинии значений функции нормального распределения – 0,8–1,6–...–8,8; равноугольная стереографическая проекция, верхняя полусфера

Наличие восьми сдвиговых структурных парагенезисов (рис. 7, диаграммы 1–8), характеризующихся величинами угла скалывания ($30^\circ \leq \alpha_0 \leq 35^\circ$), свойственными пластичным породам, может служить признаком неоднократного (?) достижения гнейсами чупинской свиты квазипластического состояния. К структурным элементам именно этих парагенезисов относятся статистические плоскости, отвечающие главным максимумам на πS -диаграмме (рис. 6, врезка), например, $270,1^\circ \angle 42,3^\circ \text{ЮЗ}$ и $69,3^\circ \angle 23,3^\circ \text{ЮВ}$ (рис. 7, диаграмма 6). Эти главные плоскости соответствуют усредненному положению наиболее часто встречающихся на закартированной площади пространственных ориентировок бластомилонитовой сланцеватости. Следовательно, большая часть кианита сформировалась в условиях квазипластичности гнейсов. Восемь парагенезисов (рис. 7, диаграммы 9–16), в которых $25^\circ \leq \alpha_0 \leq 29^\circ$, могут рассматриваться как сформированные в хрупко-вязкой среде.

Наличие большого количества парагенезисов с относительно низкой величиной α_0 свидетельствует, что во время соответствующих деформационных эпизодов «фоновые» ТР-параметры среды должны были определять «хрупкость» гнейсов. Так как последовательность эпизодов деформации еще не установлена, судить по величине α_0 о характере измене-

ния во времени реологических особенностей гнейсов пока нельзя. По данным минералогической термометрии, «температурный фон» в течение второго этапа эндогенеза оставался приблизительно постоянным, следовательно, не от него зависело изменение реологических особенностей горных пород. Возможно, квазипластическое состояние гнейсов достигалось не столько под влиянием теплового потока и литостатического давления, сколько за счет обусловленного стрессом девиаторного напряжения при его увеличении вплоть до критического значения. В ходе тектонической проработки, ведущей к возрастанию структурно-текстурной анизотропии пород чупинской толщи, изменялись прочностные свойства гнейсов, повышалась вероятность активизации уже существующих разрывов их сплошности, что препятствовало достижению столь же высокого напряжения, как в начальный период преобразований.

Во многих схемах тектоноструктурного развития беломорского комплекса пород события раннего этапа его истории сводятся к образованию структур северо-западного и субширотного простирания, т. е. только двух групп дислокаций, традиционно различаемых по условной генерализованной ориентировке в географических координатах. Идентифицированные сдвиговые структурные парагенезисы гнейса-2

по азимуту простирания плоскости главного сдвига могут быть разделены на четыре группы: северо-западные (СЗ 293°–337°), субмеридиональные (СЗ 338° – СВ 22°), северо-восточные (СВ 23°–67°) и субширотные (СЗ 270°–292°, СВ 68°–90°). Северо-западные дислокации (рис. 7, диаграммы 1, 2, 7, 9, 14, 31, 34, 35, 37, 40, 46) составляют 23,40% от общего числа, субмеридиональные (рис. 7, диаграммы 11, 20, 24, 27, 28, 36, 42, 43, 47) – 19,15%, северо-восточные (рис. 7, диаграммы 8, 10, 12, 15, 19, 25, 26, 38, 41) – 19,15%, субширотные (рис. 7, диаграммы 3, 4, 5, 6, 13, 16, 17, 18, 21, 22, 23, 29, 30, 32, 33, 39, 44, 45) – 38,30%. Относительное количество сдвиговых парагенезисов в этих группах скорее всего отражает частный случай, т. е. специфику небольшого по площади Слюдозерского участка, расположенного в зоне субширотных разломов, тем не менее факт и сама возможность выделения четырех систем дислокаций представляются важными для понимания и планирования дальнейшего изучения геологического развития беломорского комплекса пород в целом. В связи с проблемой происхождения кианитовых разновидностей пород чупинской свиты следует констатировать, что образование минерального парагенезиса гнейса-2 было сингенетичным формированию структурных элементов дислокаций не только северо-западного (чупинский период деформаций) и (или) субширотного (лоухский период деформаций) простирания, как это предполагалось ранее (Гродницкий и др., 1985), но также северо-восточного и субмеридионального.

Итак, отвечающее второму этапу эндогенеза наиболее яркое проявление высокобарических преобразований в TP-условиях метаморфической фации кианит-биотит-ортоклазовых гнейсов стимулировалось и контролировалось многочисленными эпизодами сдвиговой деформации, каждому из которых отвечает свой парагенезис структурных элементов. Ранее на примере свекофеннского структурно-метаморфического комплекса была продемонстрирована возможность активизации и взаимодействия в единой флюидопроводящей системе разновозрастных различно ориентированных субплоскостных структурных элементов (Ручьев, 2009в). Феномен активизации несомненно имеет большое значение в процессах метаморфического петрогенеза, и, вероятно, он в полной мере сыграл свою роль при формировании гнейса-2.

Установлено, 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. Согласно имеющимся данным, значительная часть статистических плоскостей, отвечающих максимумам, выделенным на $\pi\Sigma$ -диаграмме (рис. 6, врезка), многократно функционировала в составе различных сдвиговых парагенезисов (рис. 7, диаграмма 76). Например, плоскость 270,1°∠42,3°ЮЗ, отвечающая одному из главных

максимумов предпочтительной ориентировки, играла роль L-сколов в парагенезисах {RR'L} левостороннего сдвига при углах скальвания $\alpha_0 = 31^\circ$ (рис. 7, диаграмма 6) и $\alpha_0 = 15^\circ$ (рис. 7, диаграмма 29), служила плоскостью главного сдвига в парагенезисе {RR'TL} правого сдвига при $\alpha_0 = 11^\circ$ (рис. 7, диаграмма 32), а также являлась синтетическим сколом Риделя в правосдвиговых парагенезисах {RPTL} при $\alpha_0 = 15^\circ$ (рис. 7, диаграмма 30) и {RR'L} при $\alpha_0 = 9^\circ$ (рис. 7, диаграмма 38). Перечисленные парагенезисы относятся к группе субширотных дислокаций, за исключением последнего, принадлежащего группе структур с северо-восточным простиранием плоскости главного сдвига. Этот парагенезис (рис. 7, диаграмма 38) демонстрирует возможность активизации структурного элемента, расположенного под большим углом к плоскости главного сдвига. Плоскость 69,3°∠36,3°ЮВ, соответствующая другому главному максимуму предпочтительной ориентировки, является структурным элементом девяти сдвиговых парагенезисов (рис. 7, диаграммы 5, 6, 8, 17, 26, 43, 49, 59, 60). Судя по идентифицированным диаграммам, эта плоскость была активной при формировании парагенезисов в группах субширотных (рис. 7, диаграммы 5, 6, 17), северо-восточных (рис. 7, диаграммы 8, 26), субмеридиональных (рис. 7, диаграмма 43) дислокаций. Сравнение выделенных структурных парагенезисов (рис. 7) позволяет значительно увеличить количество аналогичных примеров. Все они еще раз подтверждают возможность взаимодействия разновозрастных (уже существующих и новообразующихся) структурных элементов, доказательство которого – принадлежность одних и тех же статистических плоскостей анизотропии гнейсов к нескольким парагенезисам структурных элементов.

Факт многократности активизации плоскостей структурно-текстурной анизотропии гнейса-2 позволяет объяснить наличие нескольких систем предпочтительной ориентировки кианитовых кристаллов, контролируемых одной и той же сдвиговой плоскостью. Он также позволяет высказать предположение о природе пространственной ассоциации кианита с квантами и «иллитами». Активизация некоторых плоскостей сопровождалась, вероятно, не столь мощными энергетическими диссипативными процессами, которые были связаны с их новообразованием. Поэтому в условиях активизации мог меняться и характер формировавшихся минеральных фаз: вместо кианита возникали иные силикаты алюминия с менее энергоемкой кристаллической решеткой.

Структурные элементы, сформировавшиеся во время второго тектоно-метаморфического этапа, сыграли важную роль в дальнейшей геологической истории. Они неоднократно «подновлялись» в архее, а также были унаследованы в ходе развития протерозойских структур, вероятно, определив в главных чертах их местоположение. В процессах активизаций третьего и четвертого этапов эндогенеза минеральный парагенезис гнейса-2 претерпевал изменения.

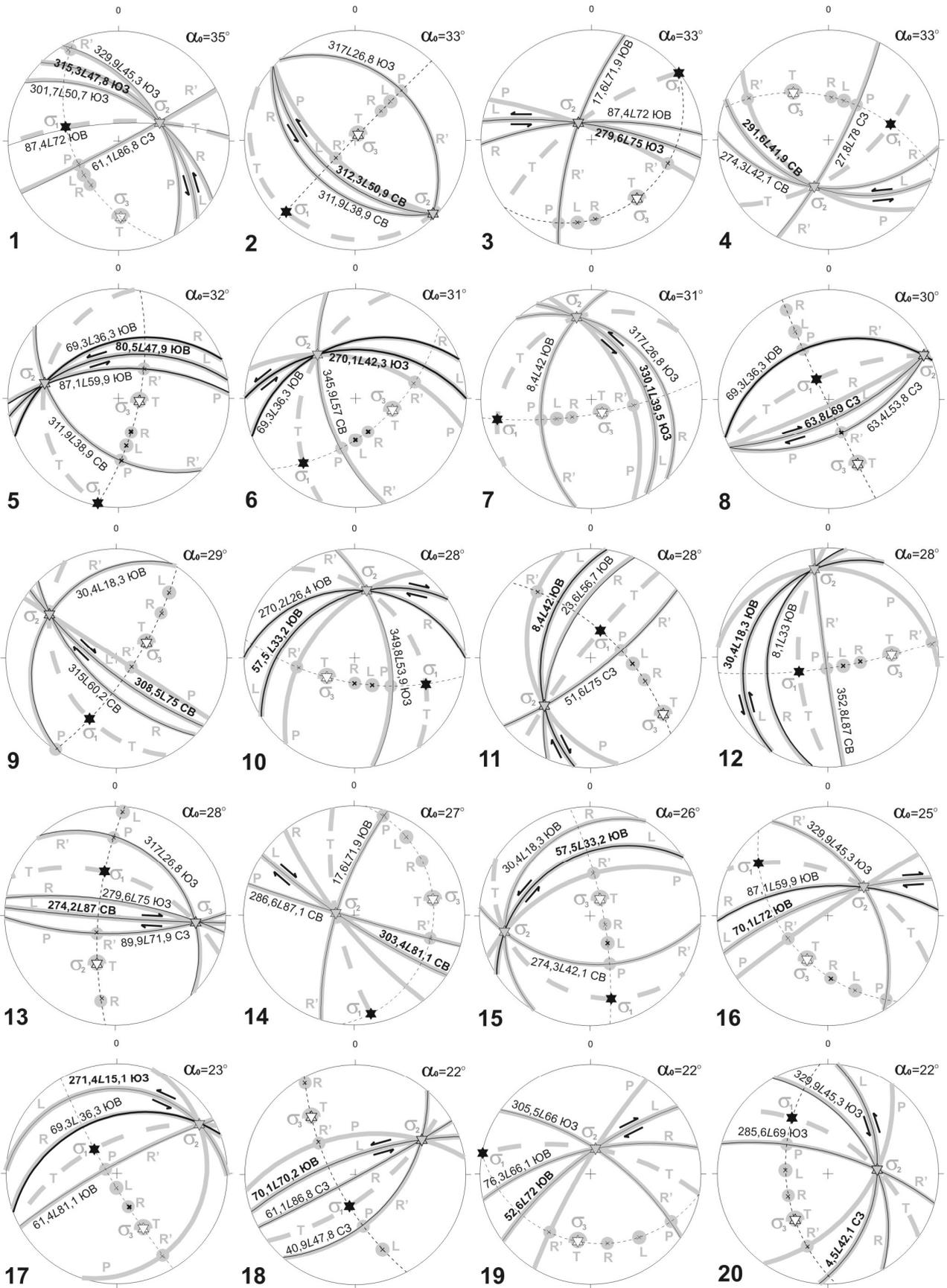
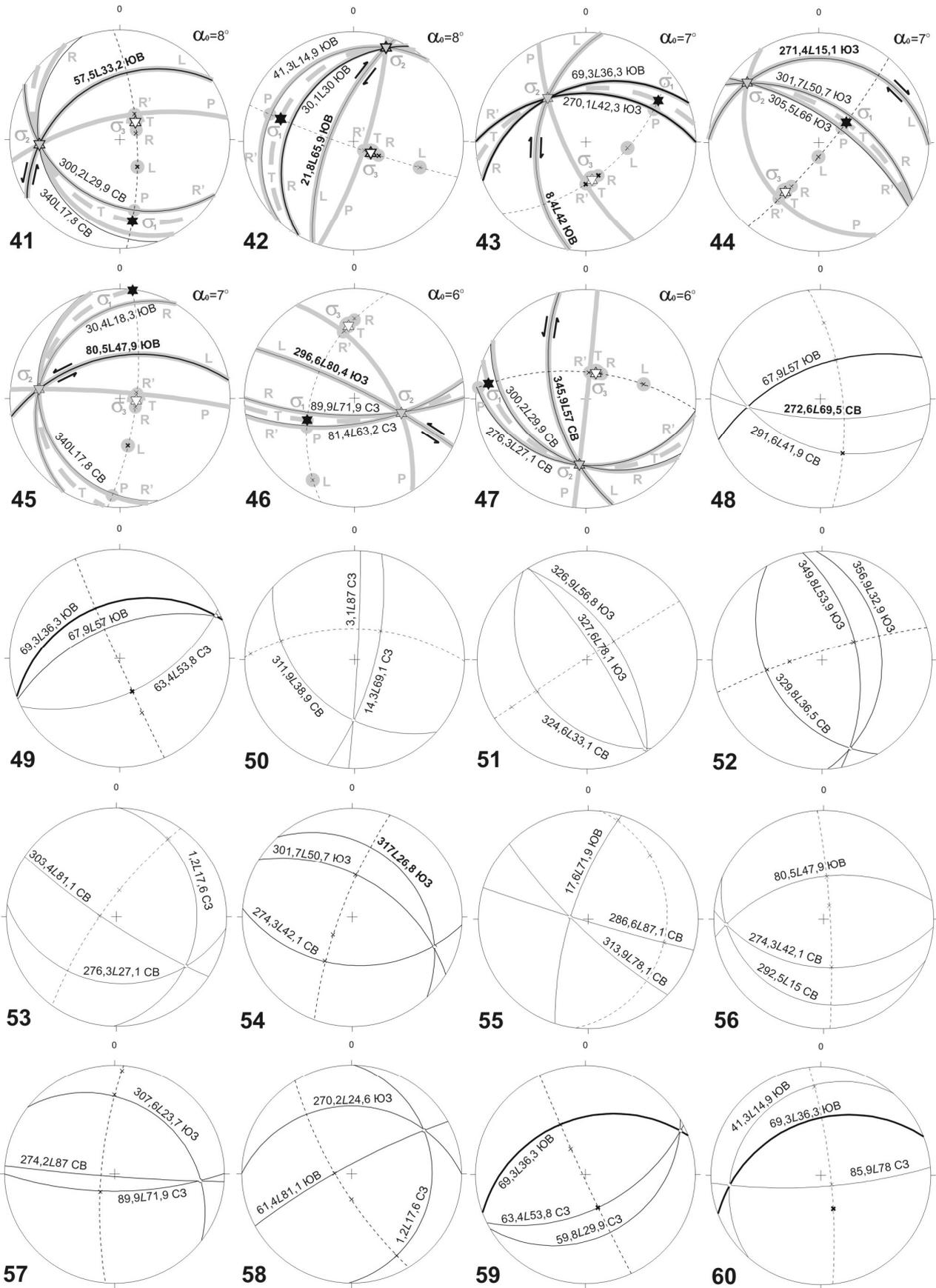


Рис. 7



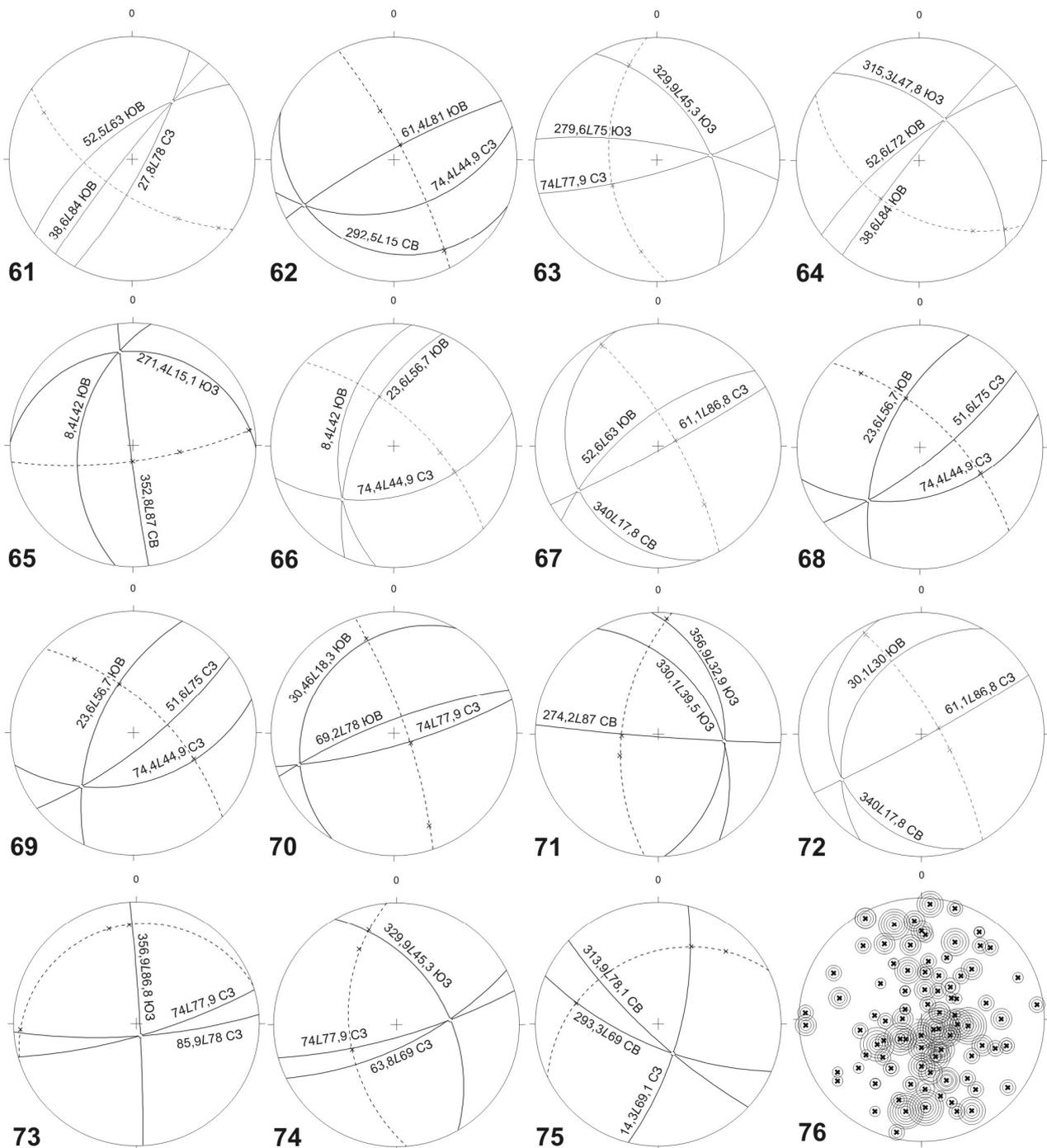


Рис. 7. Материалы анализа πS -диаграммы blastsилонитовой сланцеватости гнейса-2 и осевых плоскостей остро-замковых складок подобного типа, в которые она деформирована (рис. 4, врезка):

диаграммы 1–75 – структурные парагенезисы; серым цветом показаны структурные элементы модельного идеализированного сдвигового структурного парагенезиса и их обозначения: L, R, R', P – сколовые плоскости, T – плоскость трещин отрыва; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – оси главных нормальных напряжений сжатия ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$); α_0 – угол скальвания; диаграмма 76 – статистические максимумы (косые кресты), концентрическими кругами выделены максимумы активизированных структурных элементов (число активизаций на единицу меньше количества кругов); стереографическая равноугольная проекция, верхняя полусфера

Так при образовании Северослюдозерской субширотной зоны диафоритов, сложенной гнейсами и сланцами-4 с реликтами гнейса-3₂ (рис. 6), на третьем этапе сформировалась мощная зона рассланцевания, в границах которой гнейс-2 преобразовывался в гнейс-3₂, а кианит при этом перекристаллизовывался с укрупнени-

ем. Унаследованность структурой гнейса-3₂ (Ручьев, 2009, рис. 7) пространственного положения ряда элементов субплоскостной анизотропии гнейса-2 (рис. 7) подтверждается сходством ориентировки ряда статистических плоскостей в гнейсах-2 и -3 соответственно: $270,2^\circ \angle 26,4^\circ \text{ЮЗ}$ и $276,7^\circ \angle 27^\circ \text{ЮЗ}$; $270,1^\circ \angle 42,3^\circ \text{ЮЗ}$ и

85,3°∠39°ЮВ; 87,1°∠59,9°ЮВ и 87°∠56,9°ЮВ; 279,3°∠56,9°ЮЗ и 281,9°∠59,9°ЮЗ; 272,6°∠69,5°СВ и 272,6°∠68,9°СВ и т. д. Особенности наследования гнейсом-4 структуры гнейса-3 на четвертом, свекофенском, этапе формирования Северослюдозерской зоны рассмотрены ранее (Ручьев, 2009в). Здесь же несколькими примерами подтверждается близость пространственной ориентировки плоскостных элементов гнейса-2 (рис. 7) и гнейса-4 (Ручьев, 2009, рис. 8) соответственно: 270,1°∠42,3°ЮЗ и 89,8°∠42,1°ЮВ; 271,4°∠15,1°ЮЗ и 82°∠15°ЮВ; 272,6°∠69,5°СВ и 89,9°∠68,9°ЮВ; 270,2°∠26,4°ЮЗ и 277,1°∠24°ЮЗ; 69,2°∠78°ЮВ и 64,9°∠78°ЮВ и т. д. Необходимо подчеркнуть, что сдвиговые парагенезисы, формировавшиеся на разных тектоно-метаморфических этапах и включающие структурные элементы с почти идентичной пространственной ориентировкой, различаются набором других элементов, величиной угла скалывания, а также особенностями сингенетичного минерального выполнения.

Выводы

Высокобарический минеральный парагенезис кианитового гнейса-2, образовавшийся в аллохимических условиях при ТР-параметрах кианит-биотит-ортоклазовой метаморфической фации, контролируется субплоскостными структурными элементами многочисленных сдвиговых парагенезисов, формировавшихся в горных породах в результате разрядки девиаторных напряжений.

Гнейс-2 – продукт аллохимического стресс-метаморфизма – проявления физических и химических эффектов релаксации девиаторных напряжений в горных породах. Именно эти проявления инициировали и во многом определяли саму возможность петрогенеза: они сами по себе могли быть существенными факторами минералообразования, а также создавали условия для флюидного энерго- и массопереноса,

сопровождавшегося метасоматическими процессами. Метасоматоз в таких обстоятельствах служил лишь одним из многих действенных механизмов метаморфизма горных пород.

Высокобарический аллохимический стресс-метаморфизм происходил «пульсационно» (импульсно, прерывисто) во времени и рассредоточенно-локализованно в пространстве, при этом «фоновые» ТР-параметры деформируемой среды не превышали величин, критических для минеральной ассоциации реликтового гранат-биотитового плагиогнейса-1, и лишь как максимум достигали низкотемпературной области метаморфической фации кианит-биотит-ортоклазовых гнейсов (большинство сохранившихся в гнейсе-2 реликтов гнейсов-1 отвечает ТР-параметрам мусковит-биотитовой фации).

Намечаются различия минерагенеза при стресс-метаморфизме в новообразующихся и активизированных субплоскостных структурных элементах пород.

Для более полного раскрытия связи деформационных и метаморфических процессов целесообразно дальнейшее детальное изучение гнейсов чупинской свиты именно в этом аспекте. Новую и важную во многих отношениях информацию может дать реконструкция последовательности деформационных эпизодов, основанная на данных структурно-парагенетического анализа разновозрастных дислокаций.

Новые сведения, приведенные в статье, еще раз подтверждают сделанный ранее вывод (Ручьев, 2009б): свойственная беломоридам на всех этапах их эндогенного преобразования реализация тектонической деформации в доминирующей форме сдвиговых дислокаций, а также характер обусловленных ею процессов петрогенеза позволяют говорить об аллохимическом стресс-метаморфизме как о наиболее существенной особенности развития беломорского комплекса пород.

ЛИТЕРАТУРА

- 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. Особенности преобразования глиноземистых пород беломорской серии в период ультраметаморфизма (район центральной части Западного Беломорья) // Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды. Петрозаводск, 1969. С. 49–57. (Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР. Вып. 4.)
- Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). Л., 1975. 170 с.
- Гитов О. Б., Исай В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев, 1988. 228 с.
- Гродницкий Л. Л., Полин А. К. Пегматиты Северной Карелии и их ореолы (классификация, петрографические и геохимические особенности, условия формирования). Петрозаводск, 1975. 227 с. (Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР. Вып. 23.)
- 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. 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.
- Левченков О. А., Володичев О. И., Зингер Т. Ф. и др. Возраст метаморфизма глиноземистых гнейсов района губы Поньгома (Беломорский подвижный пояс, Балтийский щит) // Докл. АН. 2001. Т. 377, № 2. С. 235–238.

Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л., 1974. 160 с.

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

Ручьев А. М. Об условиях метаморфизма гнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 135–151.

Ручьев А. М. О температурах образования реликтовых гранат-биотитовых плагиогнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998. С. 82–88.

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

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, 2001. 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. Структурный анализ сдвиговых дислокаций // Новые идеи в науках о Земле: VIII междунар. конф. Доклады. Т. 1. S-1. М., 2007. С. 298–301.

Ручьев А. М. Новый подход к структурно-парагенетическому анализу рудоконтролирующих зон расланцевания (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 нояб. 2008 г.). Апатиты, 2008. С. 137–141.

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: Материалы докл. Всерос. конф. В 2-х т. Т. 1. М., 2009а. С. 93–98.

Ручьев А. М. Аллохимический стресс-метаморфизм пород беломорского комплекса Балтийского щита // Там же. 2009б. С. 142–147.

Ручьев А. М. Структурные особенности сдвиговых дислокаций, контролирующих благороднометалльную минерализацию и пегматитогенез в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс пород Балтийского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск, 2009в. С. 65–87.

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.

Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья. Гранитизация пород Беломорья // Тр. Ленингр. геол. управ. Вып. 19а. Л.; М., 1939. 88 с.

Чиков Б. М. Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма (применительно к линейментным зонам земной коры) // Структура линейментных 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.