

КОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ И РАССЛОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

(примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских
коллизиионных систем)

ВВЕДЕНИЕ

Основной документируемый геологический процесс на Земле – формирование и распад суперконтинентов – определяется коллизией сиалических фрагментов коры, а главным петролого-геохимическим маркером областей коллизии является образование гранитоидов. На обширных пространствах изостатически уравновешенных областей (например, древних щитов) в верхней коре существенно преобладают лейкократовые гранитоиды, вероятно, связанные в значительной части с процессами парциального плавления внутри утолщенной при коллизии коры. Несмотря на глобальную значимость коллизионного гранитообразования, до сих пор отсутствуют работы, рассматривающие вертикальную зональность в проявлениях этого процесса внутри земной коры в целом.

В начале книги дан краткий анализ петролого-геофизических, геохимических и историко-тектонических аспектов проблемы и отмечено, что наиболее распространенным и важным для понимания расслоения коры является процесс автохтонного парциального плавления корового вещества, обособляющегося в верхней коре, что не исключает и других достаточно распространенных путей гранитообразования (Глава 1). Затем охарактеризованы конкретные проявления гранитного процесса в коллизионных областях кайнозоя, палеозоя и протерозоя. Эти три раздела составляют большую часть работы и отражают многообразие одного рассматриваемого явления – коллизионного гранитного магматизма. Приведены геолого-геофизические данные по распределению гранитоидов в вертикальном разрезе коры современных коллизионных зон (Глава 2). Охарактеризована структура и коллизионная эволюция верхней, существенно гранитной, коры (на примере палеозойд Прибайкалья. Глава 3). Для коллизионной области раннего протерозоя показано, что верхняя гранито-гнейсовая кора полностью эродирована, а аккреционная система представлена нижнекоревой ассоциацией глубоко метаморфизованных террейнов и коллизионных (разломных) зон, служивших каналами миграции кверху выплавленных гранитных магм (по данным для Сибирского кратона. Глава 4). В последней части работы (Глава 5) охарактеризован вертикальный разрез проявлений гранитного магматизма земной коры Кавказской коллизии до глубин 30 км на основании петролого-геохимических данных и геофизической ситуации по плиоценовым гранитам Тырнауза.

Образно говоря, полученные выводы сопоставимы с результатами бурения сверхглубокой скважины соответствующей глубины. Описание сопровождается необходимыми сведениями по систематике, петрологии и геохимии гранитоидов. На основе наблюдательных данных и геохимического расчетного моделирования разработана модель вертикальной зональности процессов возникновения и миграции гранитоидов. Эта модель позволяет связать воедино, казалось бы, разрозненные сведения, изложенные в предыдущих главах, и может быть использована при анализе проблем происхождения и

дальнейшей разработке систематики гранитоидов различного возраста и геологического положения.

Работа возникла в результате многолетнего сотрудничества авторов в различных областях тектоники, геохимии и петрологии и явилась по существу совместным трудом, где главы 2, 4, 5 составлены в основном О.М. Розеном, глава 3 – В.С. Федоровским, а постановка задач и интерпретация результатов отражает общее мнение авторов.

Исследования проведены при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (РФФИ), инициативные проекты 96-05-64190, 97-05-64463, 99-05-65642, 00-05-64684, и при организационном и финансовом содействии Государственного научно-производственного предприятия Недра. Авторы пользуются случаем выразить свою признательность Л.А. Певзнеру и коллективу ГНПП Недра за содействие в изучении kernового материала Тырнаузской скважины и В.В. Ляховичу за ценные рекомендации по изучению Эльджуртинского гранитного массива. Авторы считают своим долгом высказать благодарность А.А. Белову за подробное обсуждение проблем геологии Кавказа, а также В.С. Буртману и М.Л. Сомину, высказавшим ценные замечания по рукописи.

1. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Гранитоиды формируются в разных и не всегда очевидных тектонических обстановках. Наиболее яркими из них являются «офиолитовые плагиограниты» в центрах океанического спрединга; надсубдукционные граниты энсиматических островных дуг и активных континентальных окраин; гранитоиды коллизионных зон; так называемые анорогенные граниты, обычно объясняемые плавлением нижней коры под воздействием тепла разогретой (аномальной) мантии или в связи с внедрением мантийных расплавов, а также ряд других. Большинство этих процессов приводит к образованию локальных интрузий, штоков и батолитов. Вместе с тем общеизвестно, что обширные площади глубоко эродированных складчатых областей, например древних щитов, примерно на 70% сложены гранитоидами, по преимуществу лейкократовыми, утратившими прямые тектонические признаки своего происхождения, а суждения об их генезисе основываются на геохимических и других косвенных данных. Эти ареальные гранитоиды образуют сложные купольные ансамбли. Последовательное воздымание гранито-гнейсовых куполов установил П. Эскола в середине прошлого столетия [Escola, 1948], а позднее Х. Рамберг экспериментально моделировал их возникновение и показал, что они являются результатом внутрислоевой конвекции [Ramberg, 1981]. Структура гранито-гнейсовых ареалов, вероятно, является результатом конвекции в слое гранитного вещества при температурах близких температуре плавления [Летников, 1995].

Геохимическая и геофизическая расслоенность земной коры представляется в настоящее время достаточно доказанной [Соколов, 1990; Павленкова, 1992] и проявляется не только в пределах глубоко эродированных складчатых областей и древних щитов, но и в структуре платформ [Леонов, 1991, 1993]. С точки зрения общих представлений, гранитный материал накапливается в верхней части коры и выходит на поверхность в результате глубокой эрозии горных сооружений [Роноя и др., 1990; Gao et al., 1992; Condie, 1993; Taylor, McLennan, 1995]. Обычно рассматриваются составы верхней, существенно гранитной коры и нижней, гранулито-базитовой коры [Taylor, McLennan, 1985]. Подразделение последней на более лейкократовый верхний, и нижний – базитовый уровни [Роноя и др., 1990; Wedepohl, 1995; Rudnick, Fountain, 1995; Rosen, 1996] и выделение так называемой средней коры не влияет заметно на оценки валового состава коры в целом и ее верхнего гранитного слоя в частности, поэтому в данной работе использовано разделение коры на верхнюю и нижнюю. В цитированных выше и многих других геохимических и геофизических исследованиях, посвященных обособлению гранитного вещества в верхней части коры, сам механизм такого процесса не рассматривается, а по умолчанию при-

нимается, что такой процесс, или процессы, должны существовать, поскольку они необходимы для объяснения наблюдаемого разреза коры. В данной работе сделана попытка рассмотреть эти процессы на основании исследований в коллизионных областях.

В геофизическом профиле верхняя кора характеризуется мощностью около 10 км, средней скоростью продольных сейсмических волн $V_p=6,06 \text{ км}\cdot\text{сек}^{-1}$, плотностью $d=2,75 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ и заметно повышенной интенсивностью теплогенерации $A=1,33-1,75 \text{ мкВ}\cdot\text{м}^{-3}$, обусловленной значительным содержанием радиоактивных элементов (U, Th, K) [Meissner, 1986; Taylor, McLennan, 1995]. Напротив, нижняя кора (глубины 10–40 км) характеризуется повышенными величинами $V_p=6,35-7,05 \text{ км}\cdot\text{сек}^{-1}$, $d=3,08 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ и заметно пониженной интенсивностью теплогенерации $A=0,48-0,53 \text{ мкВ}\cdot\text{м}^{-3}$ [Rudnick, 1992; Кременецкий и др., 1986]. Эти особенности принято объяснять базификацией, возникающей за счет удаления гранитного материала в верхнюю кору в процессе эволюции континентальной коры [Taylor, McLennan, 1995]. Глубоко метаморфизованные комплексы, соответствующие указанным свойствам нижней коры, выдвигаются вверх по деколлектам и появляются на дневной поверхности после глубокой эрозии горных сооружений. Когда удается непосредственно доказать процесс такого тектонического выдвигания (например [Percival et al., 1992; Rutter, Brodie, 1992] и др.), оказывается, что эти комплексы образуют пластины и сложены тонко расслоенными гранулитами среднего и основного состава, деформированными в изоклинальные складки. В большинстве других случаев такие комплексы описываются как гранулит-гнейсовые пояса, ареалы и т.п., о которых можно только сказать, что, судя по условиям породообразования, они формировались на глубинах, соответствующих нижней коре [Гранулитовые..., 1991].

Несмотря на большое количество публикаций в рассматриваемой области, нам не известно единого системного геологического исследования всех уровней глубинности процесса гранитообразования в земной коре, приводящего к обособлению гранитного вещества в верхних горизонтах. Задачей такого исследования представляется необходимость проследить эволюцию гранитного расплава от уровня его зарождения и до появления на поверхности. В полном объеме это, очевидно, – задача будущего. Но полученные данные позволяют уже сейчас наметить основные закономерности рассматриваемого процесса.

Обстановка континентальной коллизии представляется в данном случае наиболее благоприятной, поскольку именно в этой обстановке возникает значительная и, возможно, преобладающая масса гранитоидов [Розен, Федоровский, 2000; Rosen, Fedorovsky, 2000]. Коллизионные магмы, которые здесь рассматриваются вместе с так называемыми постколлизионными (например [Sylvester, 1989]), обычно представлены гранитами, гранодиоритами и сненитами [Pearce, 1996; Pearce et al., 1984 и др.]. В наиболее простом случае это анатектические граниты, возникающие за счет разогрева при термальной релаксации в утолщенной коре, которые по составу близки к расплаву-минимум типа кварц+альбит+калишпат (+биотит), как, например, лейкограниты Гималайской коллизии [Crawford, Windley, 1990 и др.]. Кроме того, в обстановке надсубдукционного сжатия коры может реализоваться активное взаимодействие вещества коры и мантии и тогда возникают специфические магматические серии [Cocherie et al., 1994]. Так, если произойдет разрыв пластины субдуцируемой океанической коры (отрыв слэба), выдвигание горячего мантийного блока по разрыву вверх, в основание коры [Davies, Blankenburg, 1995; Хаин и др., 1996], выплавляются тоналит-трондьемитовых расплавы с габброидными кумулатами и щелочными базальтами, наряду с собственно коллизионными гранитоидами (Альпий-

ская коллизия). В случае отделения слоя нижней коры совместно с прилегающей частью верхней мантии (деламинация литосферы), например на активной окраине континента, вероятно появление щелочных базальтов, трахиандезитов и шошонитов (Кордильеры Южной Америки [Кау, Кау, 1993]). В последних двух случаях очевидно, что граниты сопровождаются породами другого состава и такая ассоциация не позволяет спутать их с автохтонными выплавками из коры.

В первом приближении разнообразие возникающих пород и условий коллизионного гранитообразования представляется в следующем виде [Sylvester, 1998 и мн. др.]. Семейство коллизионных, точнее, связанных с коллизией магматических пород включает гранитоиды и сопровождающие их породы, в том числе сиениты, диориты, габбро, а также лампрофиры и монцодиориты шошонитовой (калиевой) специализации и ряд других. Все они объединяются пространственно-временной связью с конкретным проявлением континентальной коллизии, но имеют, как правило, совершенно различные механизмы возникновения. Наиболее ярким и постоянным представителем пород коллизионного семейства являются пересыщенные глиноземом (пералюминиевые) граниты, с которыми ассоциируются те или иные из перечисленных выше магматических пород. Проявления такой коллизионной ассоциации не одинаковы в различных коллизионных режимах. В условиях коллизии «высоких давлений», таких, как Альпийская и Гималайская, эксгумация сильно утолщенной коры (>50 км), разогретой за счет внутренней радиогенной теплогенерации (радиоактивный распад K, U, Th), приводит к выплавлению относительно небольших объемов сравнительно низкотемпературных (<875°C) пералюминиевых гранитных расплавов с высоким отношением Al_2O_3/TiO_2 [Sylvester, 1998]. В «высокотемпературных» коллизиях, таких, как герциниды Европы или складчатый пояс Лаклан в Австралии, где утолщение коры не столь велико (≤ 50 км), выплавляются значительные объемы высокотемпературных ($\geq 875^\circ C$) пералюминиевых гранитных расплавов с низким отношением Al_2O_3/TiO_2 . Здесь коровый анатексис вызван интенсивным внешним прогревом подошвы коры, наступившим вследствие деламинации литосферы и апвеллинга астеносферы.

На собственно постколлизионной стадии, когда заканчивается общее сжатие, наиболее ярко проявляется влияние мантийного тепла и вещества, поступающих в коллизионную призму. В этот момент начинается «коллапс» (распад) горного сооружения [Dewey, 1988] и на смену коллизионному сжатию приходит растяжение, связанное с растеканием нижней коры под давлением вышележащих комплексов, нередко сопровождаемое рифтингом в коре, или растяжением в литосферной мантии. В коллизионную призму начинает поступать магматический материал субдуцируемой коры или мантии. Преобладающие известково-щелочные серии обнаруживают сдвиг составов в сторону высококалиевых (шошонитовых) ассоциаций [Volin et al., 1998]. Формируются две серии магм: 1 – известково-щелочной монцонит–монцогранит–сиеногранит–щелочно-полевошпатовый гранит; и 2 – щелочной монцонит–сиенит–щелочно-полевошпатовый гранит.

Для правильного понимания роли коллизионного гранитообразования в процессе геохимического расслоения земной коры в работе рассматривается наиболее распространенная ситуация: массовое анатектическое плавление вещества в коллизионной призме, где существенно повышается температура и доказано массовое появление автохтонных гранитных массивов, описанных неоднократно. С целью разработки системной модели коллизионного гранитообразования следует рассмотреть положение гранитоидов в областях современной коллизии, закономерности формирования гранитного горизонта коры

в коллизионной обстановке, строение глубоко эродированной коллизионной области, где на поверхность выведены гранулиты нижней коры, и, наконец, дать генетическое объяснение этой вертикальной зональности в форме некоторой завершенной модели коллизионного гранитообразования. Следуя этим положениям, авторы представили материалы по конкретным объектам и модельные расчеты, которые в целом позволяют дать ответ на фундаментальный вопрос о влиянии коллизионного гранитообразования на формирование расслоенности континентальной земной коры.



2. ГОРИЗОНТЫ ГРАНИТНОГО РАСПЛАВА В ЗЕМНОЙ КОРЕ СОВРЕМЕННЫХ КОЛЛИЗИОННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Обнаружение горизонтов гранитного расплава в разрезе коры коллизионных зон сегодня приобретает принципиальное значение для понимания геологической позиции и масштабов гранитообразования в континентальной земной коре. Многочисленные сейсмические исследования в коллизионных зонах обнаруживают аномальный разрез коры. Выявляется скоростная и плотностная инверсия. Причиной появления этих аномалий считается существование горизонта пониженных скоростей продольных волн и особенно – поперечных волн, отделенного отражающей поверхностью (волновод), а на дневной поверхности фиксируется гравитационный минимум и повышенный тепловой поток. Анализ совокупности этих факторов приводит исследователей к выводу о существовании горизонта гранитного расплава в строении коры коллизионных зон. Такой горизонт достаточно подробно изучен в Гималаях и на Кавказе.

2.1. Гималайская коллизия

Гималаи и прилегающее с севера Тибетское плато играют ключевую роль в исследованиях коллизионных орогенов, поэтому там в последние годы были проведены работы по комплексным геофизическим проектам PASSCAL Tibetan plateau experiment (1991–1992), INDEPTH (1992–1995) [Owens, Zand, 1997] и GEDEPTH [Kola-Ojo, Meissner, 2001], которые позволили с высокой точностью выявить строение земной коры региона. Здесь выделяются складчатая область Гималаев (структуры закрывшегося океана Тетис с разновозрастными, вплоть до докембрийских, террейнами) и область Тибета, образованная при аккреции террейнов Лхаса и Цянтанг (Qiantang, в фонетическом звучании Цянтан), сложенных мезозоидами и палеозоидами на докембрийском основании, террейн Сунпан-Гандзи (индосиниды, сформированные в перми–триасе) и террейн Цайдам (герциниды) [Буртман, Самыгин, 2001; Хаин, 1984; Dietrich, Gansser, 1981; Gansser, 1993; Nelson et al., 1996; Owens, Zand, 1997 и др.].

Террейны, складчатые пояса и коллизионные швы (сутуры)

Гималайская покровно-складчатая система имеет средние высоты 6000 м. На юге она включает Субгималайскую зону, представляющую собой передовой прогиб, сло-

женный неогеновой молассой мощностью 7 км (группа Сивалик), формировавшейся в интервале от 14 до <2 млн. лет со скоростью 32–50 см/тыс. лет [Gautam, Rösler, 1999] (рис. 2.1). Далее к северу располагается зона Низких Гималаев, представляющая собой предгорья высотой до 2000–3000 м. Она включает ряд покровов, сложенных терригенными отложениями палеозоя и мезозоя, кембрийскими гранитоидами, а также зонально метаморфизованным (от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций) докембрием с Pb-Pb возрастом цирконов из метавулканитов 1,80 и 1,84 млрд. лет [Miller et al., 2000] при модельном Sm-Nd возрасте возможного источника $T(DM)=2,3-2,5$ млрд. лет и $\epsilon Nd(T)=-6 - -16$ [Whittington et al., 1999]. Зона Низких Гималаев надвинута к югу на Субгималайскую вдоль Главного Фронтального надвига (Пограничного надвига, здесь и далее в скобках после основного названия структуры приводятся синонимы) и, в свою очередь, перекрыта с севера по Главному Центральному надвику зоной Высоких Гималаев. Последняя совпадает с Главным хребтом и сложена в основном комплексом кристаллических сланцев и гнейсов докембрия, интродуцированным олигоцен-миоценовыми гранитоидами (лейкограниты кристаллического массива Высоких Гималаев, High Himalayan Crystalline, ННС). Здесь выявлены 3–4 фазы деформаций. В пределах метаморфического комплекса по гнейсам получен возраст 1800 млн. лет, по ранним гранитоидам – 581 млн. лет. Возраст возможных источников пород ННС оказывается значительно моложе, чем в отложениях Низких Гималаев, и составляет $T(DM)=1,2-2,0$ млрд. лет при $\epsilon Nd(T)=-18 - -27$ [Whittington et al., 1999].

Северной границей зоны Высоких Гималаев является Южно-Тибетский детатчмент (Главный Осевой разлом), по-видимому, молодой послелокровный разлом, по которому на северном склоне Главного хребта приключается зона Тетис-Гималаев (Гималаи Тетиса, или Тибетские Гималаи). Здесь располагается полоса развития мощной (10 км) толщи палеозойских и мезозойских, до эоцена включительно, осадков открытого эпиконтинентального бассейна. В низах разреза – фауна кембрия, вероятно присутствие венда, к которому, возможно, относится пачка очковых гнейсов по кислым вулканитам. Почти все отложения – мелководно-морские, с позднего мела появляется флиш. В Высоких Гималаях отложения этой зоны прорваны турмалиновыми лейкогранитами Тибетских Гималаев.

Структуры Гималаев отделяются от структур Тибетского плато сутурой Цангпо (Офиолитовая зона Инда). Здесь триасовые офиолиты и сопровождающие вулканиты слагают серию чешуй, надвинутых в мелу как к северу, так и к югу, и претерпевших 4 фазы деформаций. На севере эти образования граничат с Ладахским батолитом мел-палеогенового возраста, возможно, представляющим гранитный мобилизат гнейсового субстрата.

В пределах Тибета (средняя высота 5000 м) выделяются с юга на север три главных структурных элемента, это террейны Лхаса, Цянтанг и Сунпан-Гандзи. Докембрийское ядро террейна Лхаса окаймлено с юга зоной юрского–раннепалеогенового флиша Шигатзе, располагающейся непосредственно к северу от офиолитовой зоны Цангпо (Индус-Цангпо). Севернее располагается Трансгималайский краевой вулканоплутонический пояс Кангдесе с позднемеловыми–раннепалеогеновыми гранитами (максимум датировок – 70–40 млн. лет). В районе Лхасы они прорывают нижнемеловые отложения и сопровождаются андезитовыми, дацитовыми и риолитовыми вулканитами. Формирование пояса связано с субдукцией офиолитовой и флишевой

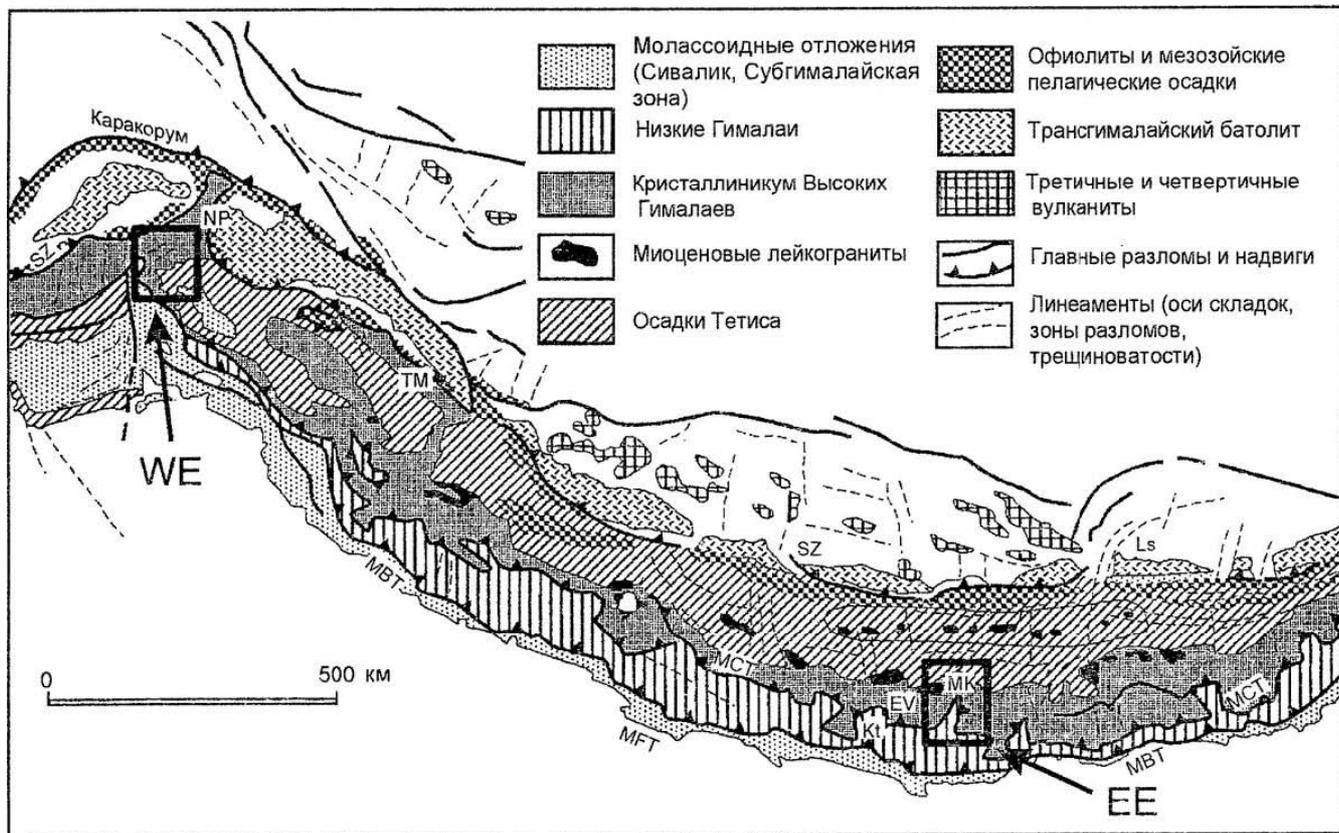


Рис. 2.1. Тектоническая схема Гималаев и прилегающей части Тибета (по [Dietrich, Gansser, 1981; Gansser, 1993] с упрощениями)

SZ – сутурная зона Инда (Ярлуп-И [анпо]); MFT – Главный Фронтальный надвиг; MBT – Главный Граничный надвиг; MCT – Главный Центральный надвиг; NP – Нанга-Парбат; TM – Цоморари; EV – Эверест; МК – Макалу; Кт – Катманду; Ls – Лхаса. WE, EE – работы исследования эклогитов на западе (р. Каган, севернее одноименного города) и на востоке, г. Эверест [Lombardo, Rolfo, 2000]

(континентальное подножье) зон под активную окраину андского типа [Хаин, 1984]. Структуру террейна определяет Южно-Тибетский массив (Лхаса) с высотами до 7000 м, сложенный кристаллическими сланцами. Этот фундамент перекрыт палеозойским терригенно-карбонатным шельфовым чехлом от ордовика до нижней перми, выше которого залегают подводные вулканиты нижнего мела, перекрытые верхнемеловыми континентальными молассоидами. Отложения чехла претерпели деформации позднекimmerийского (позднеюрского) возраста.

Террейн Цянганг отделен от террейна Лхаса сутурой Бангонг (Banggong, в фонетическом звучании Бангон), к которой приурочена Центрально-Тибетская позднекimmerийская складчатая система, где чешуи офиолитов ассоциированы с глубоководными терригенными отложениями от траса до раннего мела, охваченными позднекimmerийскими деформациями. Определяющая структура террейна – Северо-Тибетский (Центрально-Тибетский) массив – сложен гнейсами, кристаллическими сланцами и мраморами, вероятно, докембрийского возраста. В виде чехла на них залегают ордовикские граптолитовые сланцы и, вплоть до среднего триаса, – карбонатные и терригенные мелководно-морские отложения, местами с угленосными фациями и андезитами. Выше несогласно залегают молассоиды, местами базальты верхнего триаса или средней юры, деформированные в раннекimmerийскую (поздний триас) эпоху диастрофизма.

Последним структурным элементом северо-восточной периферии Тибета является террейн Сунпан-Гандзи (Северо-Тибетская зона). Это раннекimmerийская (индосинийская, позднетриасовая) складчатая система. На западе (зона Кекечжили) распространены пермские аркозы и известняки, относящиеся к герцинскому основанию, а выше по разрезу – верхнетриасовый флиш с известняками. Метаморфизм и деформации – раннекimmerийские. На востоке (зона Сунпан-Гандзи) сложена терригенным триасом, смятым в пологие складки. Далее к северу, за Северо-Куньлуньским (Куньлуньским) разломом располагается бассейн Цайдам с герцинским основанием, с возрастом гранитоидов в интервале пермь–мел, 100–260 млн. лет (Ar-Ar, Rb-Sr, K-Ar [Mock et al., 1999]).

В целом история региона определяется закрытием океана Тетис (Нео-Тетис) [Searle et al., 1987]. Шельфовые осадки Индийской пассивной окраины, которые переходили в глубоководные осадки Тетиса сутурной зоны Цангпо, были отложены в позднем мелу. Окраина Андийского типа с Трансгималайским (Кохистан–Ладах–Кангдесе) гранитным батолитом формировалась параллельно южной границе блока Лхаса, вместе с андезитовыми и риолитовыми вулканитами. Южная граница блока Лхаса была поднята, деформирована и эродирована между сеноманом и эоценом.

Время коллизии двух континентальных плит (примерно 50–40 млн. лет назад), определяемое закрытием Тетиса, маркировано: 1 – сменой морских (флишеподобных) отложений на континентальные (молассоподобные) в зоне Тетических (Тибетских) Гималаев и Цангпо; 2 – завершением внедрения гранитов I-типа батолита Кангдесе; 3 – выплавлением эоценовых анатектических S-гранитов и мигматитов в блоке Лхаса; 4 – началом компрессионной тектоники в сутуре Цангпо.

После закрытия Тетиса в эоцене деформации распространились к югу, через Гималаи Тетиса в зону Высоких Гималаев. Глубинные надвиги, метаморфизм типа Барроу, мигматизация и выплавление олигоцен-миоценовых лейкогранитов сопровождалась опрокинутыми покровами южной вергентности с обратной последователь-

ностью изоград и ориентированными на юг внутриконтинентальными зонами расланцевания, ассоциированными с Главным Центральным надвигом. Продолжающаяся коллизия в позднеCRETИЧное время привела к крупномасштабным обратным надвигам вдоль зоны Цангпо. Сокращение вкрест простирания более чем на 500 км зафиксировано в надвиговой зоне форланда Ирдийской плиты южнее сутуры Цангпо, и более чем на 150 км – вкрест простирания Индийского шельфа. Севернее сутуры Цангпо сокращение Каракорумской и Тибетской микроплит составило в Тибете до 1000 км. Более поздние деформации привели к спредингу (расширению) этой утолщенной коры и латеральным (восток-запад) движениям Тибетского бока [Searle et al., 1987]

Земная кора: последовательность формирования и физические свойства, петрологическая эволюция коллизионной призмы и положение горизонтов гранитного расплава

Приведенное краткое рассмотрение позволяет показать, какие события предшествовали созданию альпийской коллизионной системы Гималаи–Тибет, называемой обычно для краткости Гималайской коллизией. В составе террейнов выделяются ядра, их чехлы и сопряженные складчатые (вулканогенно-осадочные) комплексы. В качестве ядер выступают как докембрийские кристаллические комплексы, так и поздние палеозойды, тогда как перекрывающие чехольные комплексы сложены преимущественно раннемезозойскими и более поздними отложениями. В составе сопряженных с докембрийскими ядрами складчатых комплексов участвуют офиолитовые ассоциации, отложения подножья континентального склона и др., свидетельствующие о существовании океанических бассейнов, разделявших древние ядра. Аккреция террейнов произошла по большей части в индосинийскую (раннекеммерийскую) эпоху в позднем триасе, т.е. около 200 млн. лет назад, и, по-видимому, в основном завершилась в позднекеммерийскую эпоху (в конце юры), 140 млн. лет назад, хотя накопление осадков чехлов и деформации продолжались еще в позднем мелу и палеогене, т.е. вплоть до 70 млн. лет назад. По-видимому, в первом приближении можно принять, что к этому времени здесь процесс формирования континентальной коры завершился, а Гималаи и Тибет образовали часть Североазиатского континента [Chen et al., 1993; Patzelt, 1996 и др.]. Дальнейшая история региона была обусловлена приближением Индийского континента и последующей коллизией двух гигантов уже в альпийское время. Петрологические особенности коллизионного процесса иллюстрированы рисунком 2.2, геологическая интерпретация геофизических данных по Гималайской коллизии показана на рисунке 2.3.

Вследствие коллизии Азиатской и Индийской плит, начавшейся 55 млн. лет назад в раннем палеогене [Guillot et al., 1999], мощность коры южнее сутуры Цангпо (см. рис. 2.1, 2.3) возросла до 70 км. Средняя скорость продольных волн в этой коре составляет $6,0 \text{ км}\cdot\text{сек}^{-1}$ [Nelson et al., 1996], что соответствует представлению о разнородных складчатых толщах, занимающих большую часть мощности коры. Индийская литосфера продвигается к северу под южный Тибет по Главному Гималайскому надвигу, поверхностным выражением которого являются Главный Граничный и Главный Центральный надвиги (см. рис. 2.1). Кристалликум Высоких Гималаев (High

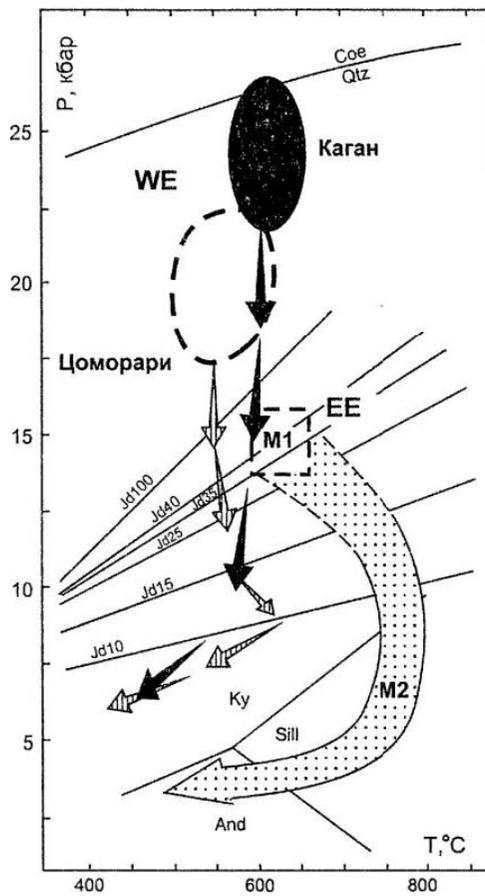


Рис. 2.2. Параметры температуры и давления в эклогитах Гималаев

WE – Северо-Западные Гималаи, р.Каган [Lombardo, Rolfo, 2000], район оз. Цоморари [De Sigoyer et al., 1997]; EE – Восточные Гималаи, г. Эверест [Lombardo, Rolfo, 2000]. M1, M2 – этапы метаморфизма; Jd35 – содержание жадентовой молекулы в клинопироксене. Coe, Qtz, Ky, Sill, And – коэсит, кварц, кианит, силлиманит, андалузит, соответственно

Himalayan Crystalline thrust sheet, ННС) был перемещен вверх и на юг относительно поддвигаемой Индийской плиты. Выплавление здесь позднеолигоценых–раннемиоценовых лейкогранитов Высоких Гималаев было генетически связано с движением по Главному Центральному надвигу [Nelson et al., 1996]. Геохронологические данные по гранитам, интродуцированным 20–24 млн. лет назад, согласующиеся с пластическими движениями по Главному Центральному надвигу, указывают, что плавление внутри кристалликума Высоких Гималаев и его последующий отрыв (детатчмент) от поддвигающейся Индийской плиты начался около 20 млн. лет назад. Из этого сценария следует, что существенно синхронно началось развитие Южно-Тибетской детатчмент-системы (в результате отрыва кристалликума) с ослаблением ее верхних горизонтов вследствие гранитной интрузии.

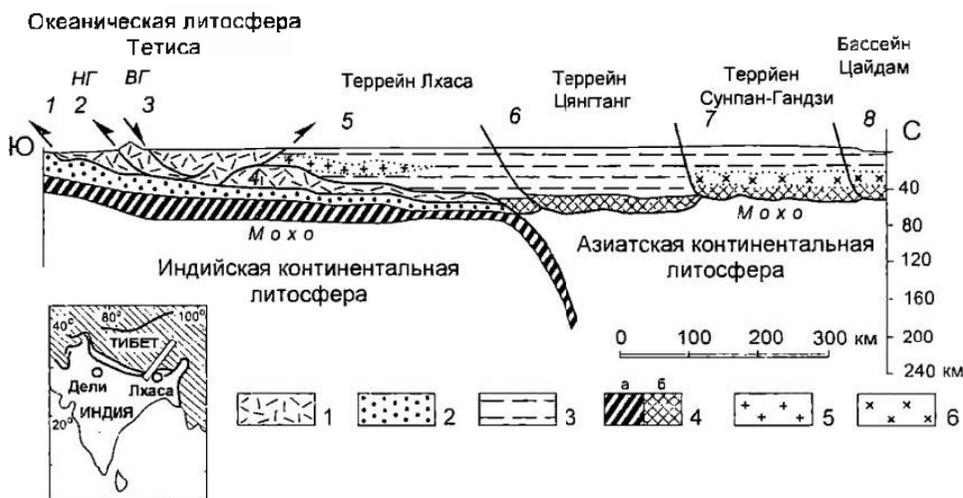


Рис. 2.3. Геолого-геофизический профиль Гималаи–Тибет

(по [Nelson et al., 1996] с дополнениями по [Ханн, 1984; Owens, Zand, 1997] и изменениями)

1–3 – континентальная кора: 1 – области Тетиса, 2 – то же, Индии, 3 – то же, Тибета; 4 – нижняя мафическая кора: а – с сейсмической скоростью $V_p = 7,2\text{--}7,5 \text{ км}\cdot\text{сек}^{-1}$, б – то же, $V_p = 6,3\text{--}7,5 \text{ км}\cdot\text{сек}^{-1}$; 5, 6 – области парциального плавления в коре: 5 – при термальной релаксации в утолщенной при коллизии коре, 6 – за счет поступления тепла из аномальной мантии. Разломы: 1 – Главный Фронтальный надвиг, 2 – Главный Центральный надвиг, 3 – Южно-Тибетский детатчмент, 4 – Главный Гималайский надвиг, 5 – сutura Цангпо, 6 – сutura Бангонг (Bangong, Бангон), 7 – сutura Чипыша, 8 – Северо-Куньлуньский разлом. НГ – Низкие Гималаи, ВГ – Высокие Гималаи

Петрологическая история Кристалликума (ННС) сложна и не везде одинакова. Показательны в этом отношении данные по Восточным Гималаям (Сикким), где исследованы минеральные ассоциации метapelитов и структуры распада гранатов [Ganguly et al., 2000]. Пик метаморфизма прошел при $\sim 10,4$ кбар (глубина около 40 км), 800°C , за ним последовал регрессивный метаморфизм с распадом граната на кордиерит и шпинель, что соответствовало изотермическому подъему до глубин 15 км (5 кбар), который осуществлялся весьма быстро, $\sim 15 \text{ мм}/\text{год}$. Количественное моделирование показало, что вслед за такой начальной быстрой эксгумацией последовал значительно более медленный подъем со скоростью $\sim 2 \text{ мм}/\text{год}$ до глубин ~ 5 км. Такая контрастная смена скоростей, возможно, отражает разные процессы: тектоническое утонение (растяжение) пластины вначале, за которым последовал размыв горного сооружения. Полученные результаты показывают, что комплекс ННС был эксгумирован с глубин ~ 34 км в течение ~ 8 млн. лет [Ganguly et al., 2000]. Такие скорости подъема, по-видимому, реалистичны в условиях коллизионных горных сооружений. В частности для плейстоцена, 1,54 млн. лет и позднее, наиболее высокие скорости эксгумации ННС выявлены в Северо-Западных Гималаях (трековый метод по апатитам и цирконам [Jain et al., 2000]), где они варьируют от $4,82 \pm 0,55 \text{ мм}/\text{год}$ до $2,01 \pm 0,35 \text{ мм}/\text{год}$ и обусловлены сползанием пакетов по нормальным сбросам при общем растяжении коры. При минимальных величинах такая скорость подъема

может составить, например, 20 км за 10 млн. лет. Процессы эксгумации ускоряли охлаждение метаморфических систем. Возраст охлаждения до температур примерно 300°C (мусковит, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) для пород с параметрами метаморфизма 650°C и 6,5 кбар в непосредственной близости от Главного Центрального надвига, его висячем крыле, составил 14, $\pm 0,2$ млн. лет, а структурно выше, в 400 м вертикального расстояния от надвига, возраст оказался несколько моложе, 11,2 млн. лет. Затем охлаждение было весьма медленным, и температура около 100°C была достигнута лишь спустя 10 млн. лет (возраст 3, $\pm 0,6$ млн. лет, трековый метод по апатиту) [Stüwea, Fosterb, 2001].

Лейкограниты являются первым проявлением анатексиса в коре Гималайской коллизии, они располагаются в непосредственной близости от источников (ННС), и очевидно, что сохранилась лишь нижняя часть гранитного комплекса (область магмогенерации), тогда как главная, верхняя его часть, внедренная в более высокие горизонты, в настоящее время удалена вследствие эрозии. По определению [Crawford, Windley, 1990], лейкограниты содержат 5% мафических минералов (биотит, а также мусковит и гранат) с отношением ортоклаза к плагиоклазу от 5:95 до 50:50 и отличаются от «нормальных гранитов» малым количеством цветных минералов, а от аляскиотов – составом плагиоклаза – олигоклаза или андезина. Это раннемиоценовые (24–17 млн. лет) поздне- или посткинематические интрузии, вытекавшие в отсутствие внешнего флюида из пелитового протолита при быстрой декомпрессии [Harris et al., 2000a]. Однако выявлены также и более древние, с возрастом около 40 млн. лет, которые сформировались на 15 млн. лет раньше. Они вытекали при температуре ~640°C из флюидонасыщенных пород высокой амфиболитовой фации. Причина более раннего их появления, по-видимому, состоит в том, что выделение гранитного расплава из флюидонасыщенного субстрата предшествует пику метаморфизма примерно на >15 млн. лет [Harris et al., 2000a]. Типичный биотит-мусковит-турмалиновый (\pm силлиманит \pm кордиерит) лейкогранит образует слой мощностью 3–4 км с падением к северу под углами 5–20°, согласно залегающий внутри верхней части покрова Высоких Гималаев (ННС) в районе Эвереста и западнее, в Непале [Searle, 1999]. Эти сильно пералюминиевые магмы были внедрены в высокотемпературные (низкого давления) силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы, известково-силикатные породы с подчиненными амфиболитами, которые были метаморфизованы при 600–650°C в течение олигоцена – раннего миоцена (20–30 млн. лет назад). Параллельные линзовидные ксенолиты гнейсов внутри лейкогранитов указывают на пассивное магматическое внедрение вдоль трещин, согласных со сланцеватостью вмещающих пород. В Непале эти лейкограниты образуют часть структурного единого горизонта, ограниченного сверху системой разломов Южно-Тибетского детатчмента. Снизу горизонт ограничен другим разломом системы Главного Центрального надвига, который явился причиной подъема, эрозии и эксгумации лейкогранитов. Магма представляла собой вязкий расплав-минимум, возникший при плавлении пелитового протолита, подобного подстилающему гнейсу силлиманитовой ступени. В отсутствие внешнего флюида, плавление могло реализоваться за счет дегидратации мусковита при температуре <750°C, а во флюидонасыщенных условиях при <650°C [Searle, 1999]. Этот расплав, вероятно, внедрялся примерно в 40 км по горизонтали от источника, используя многочисленные пологие гидравлические трещины в разогретых (высокотемпературных, низкого давления) вмещающих породах средней коры. Позднее этот среднекоровый уровень, где граниты образовались и внедрились, был поднят в со-

ставе верхнего крыла Главного Центрального надвига в его современное положение. Высокая радиоактивность корового источника, проникновение флюида из мигматитового субстрата в гранитные sill и дайки в процессе расщепления, концентрация тепла вследствие высокого контраста теплопроводности вкост перекрывающего Южно-Тибетского детатчмента и декомпрессия при перемещении по пологим разломным поверхностям – таковы главные факторы выплавления и внедрения лейкогранитов [Searle, 1999]. Экспериментальные исследования показывают, что лейкограниты выплавились в условиях адиабатической декомпрессии при $T=750-770^{\circ}\text{C}$, $P=5-8$ кбар из метапелитов за счет дегидратации мусковита [Douce, Harris, 1998].

Несколько по-иному формировались сходные граниты в зоне Тетис-Гималаев (Гималаи Тетиса, или Тибетские Гималаи) [Hurtado, Hodges, 2000], где они образуют пояс метаморфических гнейсово-купольных массивов, сложенных гранитами и окруженных орто- и парагнейсами. Среди них наиболее крупным является двойной массив, состоящий из турмалинового лейкогранита Мугу и мусковитового гранита Мустанг в 200 км северо-западнее Катманду (см. рис. 2.1). Купольные гранитные структуры этой зоны возникали, подобно метаморфическим ядрам Андийского типа, в процессе тектонической денудации и растаскивания, сползания кровли в связи с рифтовым поднятием (обзор в [Скляр и др., 1997]), в данном случае – на крыле грабена Такхола, одного из многих неогеновых рифтов Тибетских Гималаев [Hurtado, Hodges, 2000]. Проведенное расчетное моделирование показало [Harrison et al., 1997], что если граниты Высоких Гималаев образовались на фронте надвига 24–20 млн. лет назад в начальную стадию термальной релаксации в коллизионной призме, то граниты Тибетских Гималаев возникли в тылу надвига позднее, 18–12 млн. лет назад, когда термальная релаксация охватила более широкий ареал надвинутой пластины. Эта разница в условиях выплавления обусловила и упомянутые петрологические различия.

Совершенно иной тип гранитов выявлен [Crawford, Windley, 1990] при сопоставлении собственно лейкогранитов из НС плутона Манаслу (западнее Эвереста) и лейкогранитов из миоценовых монцогранитовых плутонов Балторо и Хунца в составе батолита Каракорум на северо-западе Гималаев [Crawford, Windley, 1990]. Типичные химические составы лейкогранитов Высоких Гималаев и монцогранитов Каракорума представлены в таблице 2.1. Лейкограниты Каракорума возникли в результате фракционирования биотита и полевых шпатов при кристаллизации монцогранитов (равные количества щелочного полевого шпата и плагиоклаза, по [Le Maitre, 1989]). Монцограниты представляли собой недосыщенный водой расплав, не соответствующий составу гранитного расплава-минимум, выплавившийся из нижнекорового пелитового источника [Searle et al., 1992]. Кристаллизационная дифференциация монцогранитов приводила к появлению лейкогранитов и пегматитовых жил. Выплавление происходило при температурах более 800°C и давлениях около 10 кбар, что соответствует глубинам выплавления между 26 и 35 км [Searle et al., 1992]. Обогащение монцогранитов литофильными катионами, особенно Ba и Sr (см. табл. 2.1), объясняется флюидным привнесением из мантийного клина, куда поступали кремнеземистые расплавы и флюиды из слэба погружающейся плиты [Crawford, Windley, 1990]. Массив сопровождают синхронные дайки известково-щелочных шошонитовых лампрофиров. Последние представляют собой богатые летучими мантийные расплавы, указывающие на одновременность плавления мантии и нижней коры под Каракорумом в течение миоцена, примерно 30 млн. лет после коллизии

Химический состав лейкогранитов кристаллиникума Высоких Гималаев (район Эверест-Катманду, массивы Сумайяр и Манаслу) и лейкогранитов в ассоциации с монцогранитами, Каракорум (массивы Балгоро и Хунца) [Crawford, Windley, 1990]

Оксиды, элементы, отношения	Лейкограниты Высоких Гималаев, Lcg (тип А)		Лейкограниты (Lcg) и монцограниты (Mzg) Каракорума (тип Б)	
	Сумайяр	Манаслу	Балгоро	
	Lcg	Lcg	Mzg	Mzg
	Среднее (n = 5)	Среднее (n = 201)	Среднее (n = 20)	Обр. R33
SiO ₂	74,09±0,31	73,65±1,18	71,43±1,80	69,4
TiO ₂	0,05±0,01	0,10±0,07	0,26±0,11	0,42
Al ₂ O ₃	14,83±0,18	14,87±0,63	14,61±0,67	14,7
Fe ₂ O ₃	0,72±0,11	0,84±0,20	1,59±0,42	2,1
MnO	0,03±0,00	0,03±0,01	0,03±0,01	0,04
MgO	0,01±0,03	0,11±0,09	0,34±0,20	0,7
CaO	0,79±0,03	0,47±0,37	1,74±0,55	1,7
Na ₂ O	4,37±0,31	4,05±0,34	3,96±0,98	5,0
K ₂ O	4,54±0,25	4,56±0,44	4,25±0,59	3,98
P ₂ O ₅	0,08±0,06	0,13	0,11±0,06	0,19
LOI	0,51±0,04	0,84±0,30	0,38±0,22	0,18
Total	100,02	99,65	98,7	98,35
A/CNK	1,09	1,19	1,02	0,94
		(n различное)		
Pb	56,1±2,2	na	44,2±17,0	92,4
Rb	430,0±33,0	287,0±158	157,0±40,0	233,6
Ba	68,0±27,0	213,0±105	1038,0±441,0	2317,0
Th	10,7±1,9	6,2	21,1±13,2	61,7
Nb	18,2±1,4	na	10,5±4,0	21,8
Sr	32,6±7,3	76,0±40	514,0±182,0	795,6
Zr	32,5±6,0	43,0	135,1±51,9	244,2
Y	22,5±2,5	na	9,0±2,8	15,9
V	0,0±0,0	27,0±37	18,6±10,4	31,9
Cr	3,5±4,3	< 10	12,3±5,3	22,6
Ni	1,1±0,6	< 10	3,4±2,4	10,3
Zn	37,5±3,5	na	39,7±9,2	54,5
	(n = 2)	(n = 17)	(n = 8)	
La	12,02±1,68	6,15	51,74±19,7	66,1
Ce	19,90±3,9	11,32	102,20±49,1	141,0
Nd	8,49±2,0	5,11	39,26±17,1	56,8
Sm	2,43±0,22	1,71	5,78±2,32	8,92
Eu	0,17±0,07	0,34	1,07±0,40	1,89
Gd	1,95±0,68	1,88	na	na
Tb	na	na	0,47±0,08	0,37
Dy	1,70±0,08	2,28	na	na
Er	0,71±0,10	0,90	na	na
Yb	0,58±0,24	0,83	0,60±0,42	1,22
Lu	0,08±0,03	0,12	0,09±0,06	0,14

Lcg – лейкограниты, Mzg – монцограниты, LOI – потери при прокаливании; na – нет данных; A/CNK = Al/(Na+K+2Ca), молекулярные количества.

Индии и Азии. Внедрение мантийных расплавов вызывало плавление нижней коры и обуславливало некоторую контаминацию гранитной магмы. По-видимому, к этому времени кора достигла максимальной мощности и началось растяжение (коллапс) коллизионного сооружения, что вызвало растяжение и парциальное плавление в мантии [Searle et al., 1992], или же плавление происходило в связи с отрывом слэба и его погружением вглубь мантии [Crawford, Windley, 1990]. Очевидно, что такие схемы

Ленкограниты (Lcg) и монцограниты (Mzg) Каракорума (тип Б)				Оксиды, элементы, отношения
Балторо		Хунца		
Lcg	Lcg	Mzg	Lcg	
Среднее (n = 10)	Обр. R36	Обр. SLV24	Обр. B79	
74,48 ± 1,08	72,8	71,5	74,2	SiO ₂
0,06 ± 0,03	0,03	0,21	0,08	TiO ₂
14,04 ± 0,41	14,1	14,5	15,0	Al ₂ O ₃
0,75 ± 0,27	0,3	1,3	0,7	Fe ₂ O ₃
0,09 ± 0,10	0,08	0,02	0,01	MnO
0,03 ± 0,05	0,0	0,2	0,1	MgO
0,75 ± 0,20	1,3	1,3	1,4	CaO
4,54 ± 0,80	6,8	3,3	4,0	Na ₂ O
4,20 ± 0,79	3,15	6,55	5,27	K ₂ O
0,09 ± 0,04	0,06	0,16	0,07	P ₂ O ₅
0,45 ± 0,38	0,16	0,33	0,29	LOI
99,48	98,05	99,37	101,20	Total
1,05	0,90	0,97	1,01	A/CNK
48,4 ± 22,5	109,8	47,9	па	Pb
227,5 ± 63,0	326,1	197,9	190,6	Rb
336,0 ± 163,0	238,6	949,3	270,3	Ba
7,3 ± 4,5	10,1	20,3	9,7	Th
12,8 ± 6,6	4,8	7,5	11,2	Nb
143,0 ± 79,0	138,4	227,6	131,7	Sr
32,6 ± 22,1	25,5	128,3	55,9	Zr
12,7 ± 3,1	11,4	11,7	30,0	Y
3,1 ± 1,5	1,8	9,0	2,7	V
12,0 ± 2,9	10,6	4,6	11,4	Cr
1,9 ± 0,7	5,0	0,0	2,4	Ni
18,1 ± 9,4 (n = 5)	6,1	32,8	13,6	Zn
8,00 ± 6,30	4,72	55,9	15,4	La
18,90 ± 14,4	9,25	100,4	30,9	Ce
8,90 ± 6,2	4,24	32,5	12,1	Nd
1,43 ± 0,94	0,91	4,81	2,78	Sm
0,51 ± 0,28	0,35	0,81	0,55	Eu
па	па	3,88	3,01	Gd
0,20 ± 0,11	0,16	па	па	Tb
па	па	1,96	1,77	Dy
па	па	0,82	0,65	Er
0,84 ± 0,51	1,59	0,46	0,37	Yb
0,14 ± 0,07	0,24	0,08	0,07	Lu

весьма близки к моделям деламинации литосферы, или отрыва мантийного слэба, рассмотрение которых выходит за рамки данной работы.

О петрологической эволюции коллизийной призмы можно судить по минеральным P-T-t-трендам в эклогитах Кристалликума, ННС (см. рис. 2.1, 2.2), образование которых связано с процессами субдукции, а последующий регрессивный метаморфизм – с постсубдукционными процессами (обзор в [Lombardo, Rolfo, 2000]).

Эклогиты Северо-Запада залегают в покрове Каган, перекрывающем гранулитовые гнейсы и метабиазиты дуги Кохистан, и в куполе Цоморари, сложенных породами ННС. Здесь эклогиты сформировались при температуре 580–600°C и давлении 23–24 кбар, а затем претерпели глаукофановый регрессивный метаморфизм во время изотермальной декомпрессии с последующим снижением параметров вплоть до эпидот-амфиболитовой фации. Гранат-омфацитовая Sm-Nd изохрона датирует эклогитизацию в 49±6 млн. лет, а фенгит и рутил датированы, соответственно, в 43±1 и 39–40 млн. лет. В куполе Цоморари эклогиты образовались 55±12 млн. лет назад (Lu-Hf изохрона по гранату, омфациту и валу) и были быстро эксгумированы во временном интервале между 55±7 млн. лет (Sm-Nd изохрона по валовым пробам гранат-глаукофановой породы) и 48–45 млн. лет (Rb-Sr и Ar-Ar датировки по слюдам диафорированных метapelитов). Эти события связаны с процессами субдукции. Затем, в связи с началом континентальной коллизии диафорез реализовался более медленно, в интервале 48–45 и 30 млн. лет (Ar-Ar возраст по слюдам). Сгруженные комплексы ННС Северо-Запада охладились до температур ниже 300°C ко времени примерно 25 млн. лет назад. Кристаллические покровы Северо-Запада не испытали миоценового высокотемпературного метаморфизма низких давлений. В целом на Северо-Западе эклогиты возникали в субдукционной зоне сразу после континентальной коллизии. Затем они были эксгумированы и охлаждались вследствие наращивания мощности подстилающего метаморфического комплекса в основании надвигающейся пластины. Так они достигли неглубоких уровней коры практически неизменными.

Эклогиты ННС Восточных Гималаев (Эверест) не датированы, но секущие их лейкограниты выплавились 24–21 млн. лет назад (датирование по монациту) в процессе высокотемпературного метаморфизма, наложенного на эклогиты. Следовательно, эклогитизация древнее 25 млн. лет. Главное отличие от эклогитов Северо-Запада в P-T-t-трендах эксгумации, т.е. в путях постэклогитовых преобразований, которые в Восточных Гималаях проходили «по часовой стрелке». Они выразились в интенсивном разогреве при декомпрессии, т.е. гранулитовом наложенном метаморфизме при температуре 750–800°C и давлении 7–10 кбар (событие M2, см. рис. 2.2), который почти полностью «стер» минеральную запись ранних стадий континентальной коллизии. Затем последовало изобарическое охлаждение и глубокий дифторез. Причиной разогрева является суммирование радиоактивной теплогенерации в надвинутых пакетах, т.е. термальная релаксация в коллизионной призме. Постметаморфическое охлаждение произошло значительно позднее, 12–16 млн. лет назад.

Все процессы эклогитизации в Гималаях закончились к началу миоцена, 24 млн. лет назад. Главное различие между комплексами ННС Северо-Запада и Востока не в максимальной интенсивности метаморфизма, а скорее в последующем пути регрессивных процессов во время эксгумации. Наиболее простая модель для эклогитов Востока представляется в следующем виде. 1. Образование орогенной призмы во время начальных фаз континентальной коллизии с эклогитизацией в наиболее глубоких частях призмы (раннее Гималайское событие). 2. Саморазогрев коллизионной призмы вследствие термальной релаксации и выдвигание вверх комплекса Кристаллиникума Высоких Гималаев произошло вдоль зон, которые были механически ослаблены из-за плавления лейкогранитов (позднее Гималайское событие). По палеомагнитным и геологическим данным, столкновение с Тибетом началось на северо-западе, постепенно продвигалось к востоку, и закончилось к 50 млн. лет назад.

Континентальная коллизия и горообразование продолжались, и уже в позднем олигоцене – раннем миоцене (33–16 млн. лет назад) обломочный материал из Кристалликума Высоких Гималаев поступал в соседние прогибы (обзор в [Lombardo, Rolfo, 2000]).

Во фронтальной части Тибета (террейн Лхаса) установлена мощность коры до 80 км (см. рис. 2.3). Современные наблюдения указывают, что блок Лхаса был утолщен еще до коллизии, когда он был южной активной окраиной Азии. Отчетливо проявленная зона низких скоростей залегает здесь внутри коры на глубине 15–20 км. С этой зоной пространственно совпадает тело высокой электропроводности [Pham et al., 1984]. Выявленный «отражающий горизонт на глубинах 15–20 км обозначает кровлю среднечорного слоя парциального плавления» [Nelson et al., 1996, p.1685]. Отмечается, что «в южной части плато наши наблюдения ... ограничивают накопленные расплава в средней коре тонкими слоями, примерно 10–15 км мощности» [Owens, Zand, 1997, p.41]. Судя по приводимым авторами профилям, которые в суммарном виде представлены на рисунке 2.1, согласованная интерпретация отвечает представлению о расплавленном горизонте около 10 км мощности при ширине вкрест простирания примерно 250 км, а по простиранию его длина, вероятно, в несколько раз больше, если принять во внимание общую геологическую структуру сочленения Гималаев и Тибета.

Жесткая высокоскоростная мантия, отсутствие неогеновых (до современных) мафических вулканитов указывают на разогрев и парциальное плавление в результате интенсивного утолщения коры и последующей термальной релаксации за счет коровой теплогенерации по модели [England, Thompson, 1984], а не вследствие аномальных свойств мантии и/или интрузий мантийных расплавов, как подчеркивают [Nelson et al., 1996; Owens, Zand, 1997]. Прямым подтверждением разогрева в коре и, возможно, существования расплавов на глубине являются чрезвычайно высокие величины теплового потока, достигающие в южном Тибете 146 мВ м^{-2} , указывающие на аномальный разогрев коры на глубине не более 25 км [Francheteau et al., 1984], и даже до 319 мВ м^{-2} [Shen et al., 1994]. Горячие источники здесь распространены повсеместно. Растворы в своем составе обнаруживают углекислоту, поступавшую из морских карбонатов подстилающих отложений ($\delta^{13}\text{C} = -1\text{--}9\text{‰}$) при повышенных содержаниях легкого изотопа гелия ^3H , указывающих на мантийный источник [Yokoyama et al., 1999], по-видимому, связанный с предшествовавшим неогеновым рифтогенезом.

Спутниковые исследования показали, что Тибет характеризуется аномально низким магнитным полем. Моделирование на основе изотермы точки Кюри привело к выводу, что расплав при температуре гранитного минимума ($-600\text{--}650^\circ\text{C}$) распространен в верхней коре плато (на глубине около 16–18 км), что согласуется с распределением землетрясений, которые являются преимущественно малоглубинными [Aisdorf, Nelson, 1999].

Наблюдения электросопротивлений в коре Тибетского плато и модельные эксперименты по проводимости гранулитов при высоких температурах показали, что выявленные зоны повышенной проводимости в нижней коре обусловлены существованием по крайней мере 4% объема расплава, образующего непрерывные линзы, тогда как действительное количество расплава должно быть больше, если учесть нарушения сплошности линз и захват расплава в локальные очаги [Partzsch et al., 2000].

На севере Тибетского региона средняя мощность коры на 10–20 км меньше и составляет 55 км (см. рис. 2.3). Скорость продольных волн здесь заметно выше, $6,4 \text{ км} \cdot \text{сек}^{-1}$ [Nelson et al., 1996], что, вероятно, свидетельствует о значительной доле кристаллических комплексов в коре. Существенное изменение свойств коры по сравнению с южной частью Тибетского плато соответствует изменениям в структуре и свойствах верхней мантии, аномальным во многих отношениях, которые указывают на высокие температуры. Низкая скорость региональной верхнемантийной Р-волны, анизотропия распространения или местами отсутствие отражений S-волн объясняются напряженным состоянием и повышенной температурой верхней мантии, подстилающей террейны Цянтанг и Сунпан-Гандзи [Nelson et al., 1996]. Предполагается, что рельеф и внутренняя структура Тибетского плато развивались вследствие комбинации процессов приспособления во время столкновения Индии с Азией. Значительный поддвиг Индии под южную часть Тибетского плато, в северной части сопровождался сокращением коры (в горизонтальном направлении) и ее пластическим течением одновременно с латеральным течением в поддвигающейся мантии, вызванным коллизией/вталкиванием жесткой Индийской литосферы в слабую Азиатскую континентальную литосферу. Это явилось причиной появления указанных аномальных свойств мантии под северными террейнами [Owens, Zand, 1997].

Необычно низкие скорости S-волн в нижней коре террейна Сунпан-Гандзи (см. рис. 2.3) указывают на парциальное плавление с образованием гранитоидов. Это объясняется высокой температурой подстилающей мантии, что подтверждается внедрением неогеновых щелочных базальтоидов. Такие особенности уверенно показывают, что кора террейна Сунпан-Гандзи реагирует утонением, частичным плавлением и, возможно, латеральным течением вещества в своей нижней части [Owens, Zand, 1997]. На поверхности здесь распространены граниты, гранодиориты, трондьемиты и риолиты, возникшие на глубинах 20–40 км при парциальном плавлении пелитового источника (первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,711-0,713$) примерно 10,5 млн. лет назад. С учетом их выхода на поверхность 4 млн. лет назад, скорость размыва кровли составляла немного менее 2 мм/год. Как бы продолжением этого магматизма являются более поздние, мантийные плио-плейстоценовые калиевые базаниты и тефриты [McKenna, Walker, 1990].

Таким образом, в истории Гималайской коллизии выделяются по крайней мере три этапа гранитообразования. Наиболее ранний, начавшийся через 25–30 млн. лет после столкновения Индийской и Азиатской плит, привел к образованию лейкогранитов Высоких Гималаев (возраст 24–20 млн. лет), позднее, по мере продвижения Индийской литосферы к северу, очаги гранитообразования переместились в том же направлении примерно на 100 км в Тибетские (Тетические) Гималаи (возраст гранитов 12–18 млн. лет) и лишь спустя еще 10 млн. лет гранитный расплав возник еще далее, на 200 км к северу, во фронтальной части Тибета, о чем свидетельствуют геофизические данные, рассмотренные выше.

В пределах современной структуры континентальной коры коллизионной системы Гималаи–Тибет по геофизическим и косвенным геологическим данным выявляется два типа мобилизации гранитного вещества. Гранитный расплавный горизонт мощностью 10 км на глубинах 15–20 км при ширине вкрест простирания до 250 км выявлен в верхнем складчатом комплексе коры, непосредственно над областью наибольшего утолщения коры при нормальных свойствах подстилающей мантии.

Отсутствие аномального мантийного подогрева непосредственно указывает на внутрикоревой источник тепла, необходимого для частичного плавления коры. Таким источником, вероятно, является температурная релаксация внутри надвинутых пакетов коры, по расчетной модели, предложенной в работе [England, Thompson, 1984]. Такой тип процесса наиболее просто именовать саморазогревом коллизионной призм. Напротив, на значительном удалении от зоны коллизии, при меньшей мощности коры над аномально разогретой мантией, частичное плавление происходит в нижней коре, где предположительно и локализуется гранитный расплав, а кора приобретает пластичные свойства и, возможно, расширяется (растекается в стороны) и утоняется, что приводит к общему снижению рельефа. Очевидно, что здесь процесс частичного плавления будет проходить в базитовом субстрате при более высоких температурах и приведет к образованию специфических гранитов, относимых, например, к типу А. В строгом смысле слова такие граниты не относятся к коллизионным, о чем будет сказано в других главах.

2.2. Кавказская коллизия

Современное строение региона Большого Кавказа определяется пододвиганием Закавказской плиты к северу, под Скифскую плиту, которое сопровождается крупными встречными и косыми поддвигами, отражающими коллизионную ситуацию (рис. 2.4, 2.5). Гранитный магматизм региона явился предметом геохимического расчетного моделирования, поэтому геологические условия Кавказской коллизии рассматриваются несколько подробнее.

Скифская и Закавказская плиты, Главный Кавказский надвиг

Наблюдаемой южной границей Скифской плиты является Главный Кавказский надвиг (синонимы Главный надвиг Большого Кавказа [Леонов, 1975], Главный Кавказский разлом [Баранов и др. 1990]). Скифская плита представляет собой область палеозойского островодужного вулканизма, развивавшегося на раннедокембрийском основании, которая в конце палеозоя прицелилась к Восточно-Европейскому кратону, а в мезозое вулканизм и осадконакопление продолжались здесь в режиме активной континентальной окраины [Хаин Е.В., 1984]. Изотопный возраст метаморфических комплексов фундамента – докембрийский и раннепалеозойский. В докембрийских комплексах получены преобладающие значения возраста около 600 и 1300 млн. лет, хотя встречаются датировки в 2000–2500 млн. лет [Баранов, Греков, 1997]. В частности, возраст метаморфизма ортогнейсов определен U-Pb методом по цирконам в 320–425 млн. лет, тогда как содержащийся в этих цирконах древний компонент (1500–2000 млн. лет) указывает на докембрийский субстрат [Бибикова и др., 1991]. В мезозое, от триаса до мела, на этом континентальном основании формировались долериты, андезиты, трахиты и субщелочные габброиды, ассоциированные с морской и континентальной молассой и угленосными отложениями [Симон, Чаицкий, 1981; Polino et al., 1997]. В раннем мелу широкое распространение приобрела известково-щелочная серия базальт–андезит–дацит, связанная с формированием

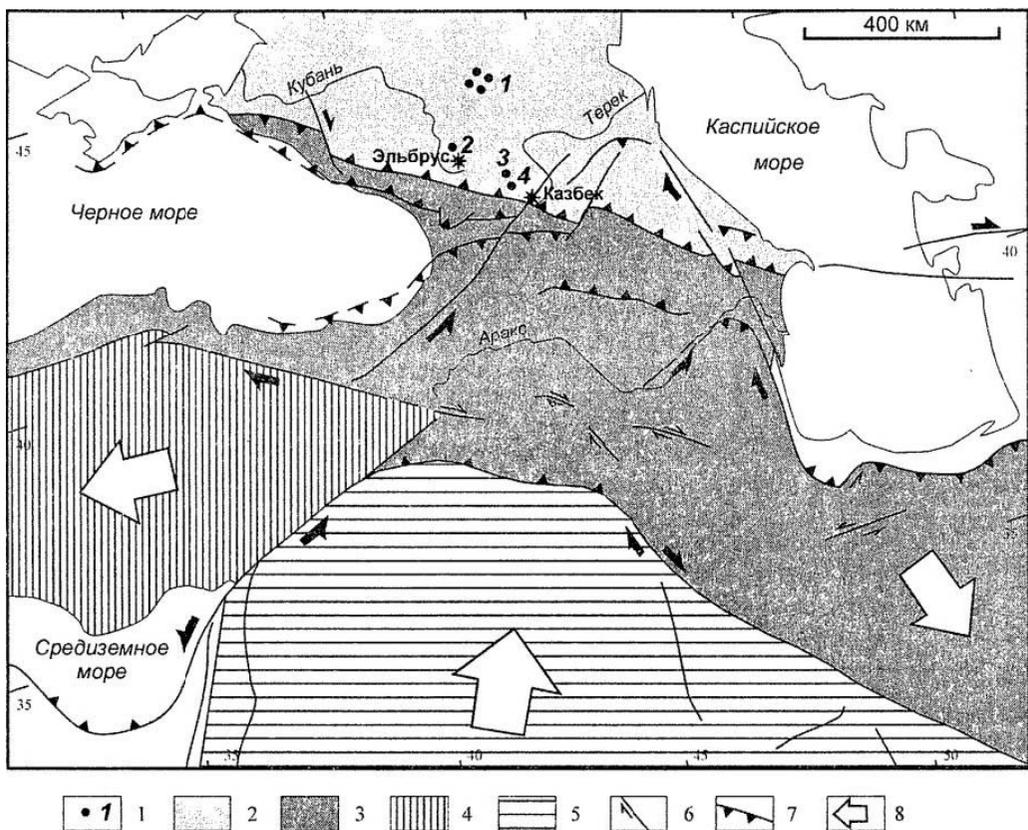


Рис. 2.4. Тектоническая схема Кавказа и прилегающих областей [Phillip et al., 1989]

1 – коллизийные гранитоиды: 1 – лакколиты Кавказских минеральных вод, граниты и граносиениты, 2 – Эльджуртинский (Тырныаузский) массив, биотитовые граниты; 3 – Сангутидонский массив, трондьемиты и гранодиориты, 4 – Теплинский массив, диориты и гранодиориты; 2 – Скифская плита; 3 – Закавказская плита; 4 – Турецкая плита; 5 – Аравийская плита; 6 – взбросо-сдвиги; 7 – надвиги; 8 – направление движения плит относительно Евразии

задуговых рифтогенных бассейнов вдоль северной окраины океана Тетис [Болотов, 1999].

Отличительной чертой Закавказской плиты является широкое, первоначально почти повсеместное, распространение мощной среднеюрской «порфиритовой серии» [Баранов и др., 1990], состоящей из андезитов и базальтов. Фронтальная (в современной структуре) часть плиты обнажена на северо-западе Большого Кавказа, где из-под Главного Кавказского надвига выступают на поверхность триасовые и ранне-среднеюрские (на востоке – до верхнего мела) андезито-базальтовые, нередко субщелочные вулканиты [Казьмин, Книппер, 1989], сопровождаемые интрузиями гранитоидов, а также – флишевыми и уленосными отложениями. Далее к юго-востоку эти отложения перекрыты надвинутыми с севера по Главному Кавказскому надвику комплексами Скифской плиты [Баранов и др., 1990], а на востоке – кайнозойскими отло-

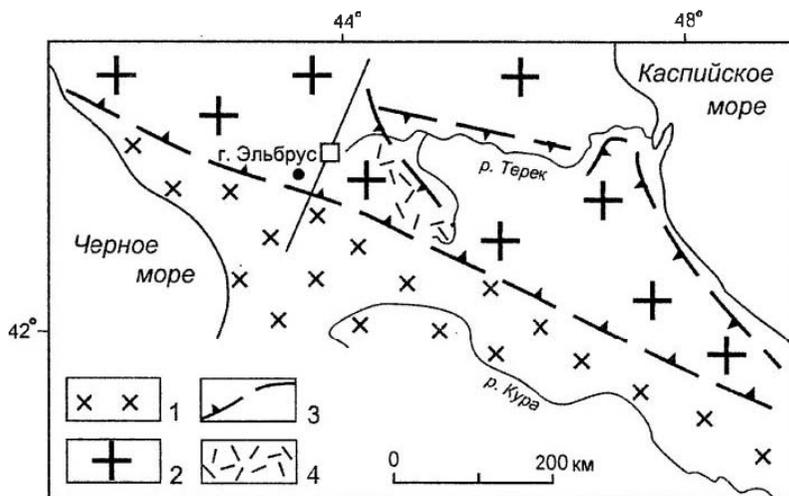


Рис. 2.5. Схема расположения наиболее крупных поддвигов на Центральном и Восточном Кавказе в позднеальпийское время [Баранов, Греков, 1982; Милановский и др. 1989] и положение гранитного массива Тырыбуауза

1 – Закавказская плита; 2 – Скифская плита; 3 – зоны поддвигов; 4 – участки проявления наземного вулканизма. Квадрат – положение изученного гранитного массива, линия – профиль, показанный на рис. 2.6

жениями Куринской депрессии. Далее к юго-западу от фронтальной части, в пределах Закавказского срединного массива, в мезозое фиксируются мощные проявления островодужного известково-щелочного вулканизма от базальтов до риолитов, нередко с повышенной щелочностью, сопровождаемые комагматическими интрузиями и лагунными отложениями [Хаин, 1984]. В их основании залегают палеозойские, частично позднедокембрийские гнейсы, амфиболиты и карбонатные породы, пронизанные интрузиями гранитов и гранодиоритов позднепалеозойского возраста. [Хаин, 1984]. Выходя на поверхность в Дзирульском кристаллическом массиве, этот догерцинский фундамент оказывается сложенным метаморфизованными фрагментами океанической коры и энсиматических островных дуг [Гамкрелидзе, Шенгелиа, 1999], где важную роль играют примитивные гранитоиды с низкими содержаниями несовместимых элементов: Rb 47 г/т, Th 7,5 г/т, U 0,8 г/т [Абесадзе и др., 1982], обычно связанные с офиолитами и являющиеся признаком палеозойской островодужной надсубдукционной магматической ассоциации. Андезито-базальтовый, андезитовый и более кислый вулканизм от ранней юры до раннего палеогена в пределах Закавказского вулканического пояса [Ломизе, 1987] возник в условиях зрелой островной дуги [Adamia et al., 1987]. Частично эти вулканы формировались на герцинском основании [Закариадзе и др., 1986]. Присутствующие здесь раннемезозойские офиолиты ассоциируются с пестрыми по составу вулканическими сериями, которые связаны со среднемеловым этапом развития океанического бассейна Тетис и возникли в системе незрелых энсиматических дуг [Книппер, 1985]. В составе вулкаников принимают участие бониниты, островодужные толеиты и щелочные серии океанических рифтов [Цамерян и др., 1988]. В целом очевидно, что Закавказская плита состоит большей

частью из островодужных вулканитов и сопровождающих их интрузий, сформировавшихся большей частью в мезозое, а также в палеозое и частично – в докембрии. Вероятный валовый состав плиты обсуждается в других главах в связи определением исходного субстрата для выплавления коллизионных гранитоидов.

Пододвигание фрагментов будущей Закавказской плиты под Скифскую проявилось уже в ранней юре (домер–аален) [Ломизе, 1987], а позднее «произошло сдвигание “гранитного” слоя земной коры» [Белов, Омельченко, 1986, с. 14]. В то же время с юга под Закавказскую плиту по зоне субдукции пододвигалась океаническая литосфера Тетиса, а в верхнем мелу (коньяк) эта Малокавказская ветвь Тетиса замкнулась [Ломизе, 1987]. Все бассейны с корой океанического типа замкнулись на Кавказе только в конце позднего мела [Короновский, 1994]. Заключительным эпизодом такого замыкания явилось закрытие мел-палеогенового глубоководного флишевого бассейна между указанными плитами, когда в этот бассейн стали поступать обвальные олистостромовые отложения позднего эоцена. Крупные олистолиты позднюрских известняков и андезито-базальтов и палеозойских гранитоидов сползли в бассейн в результате разрушения фронтального «kozyрька» надвигавшейся с юга Закавказской плиты («дикий флиш» [Леонов, 1975]). Затем, в результате встречного надвигания (в южном направлении) флиш перекрыл отложения олистостромового комплекса фронтальной части Закавказской плиты (Сханарская синклиналь [Леонов, 1975]) и бассейн, по-видимому, полностью закрылся.

В олигоцене, примерно 25 млн. лет назад, начался процесс коллизии континентального типа, продолжающийся по сей день. В результате продвижения Закавказской плиты на север и погружения ее под Скифскую плиту возникли поднятия в центральных зонах Большого и Малого Кавказа, которые вначале представляли собой крупный архипелаг островов [Хаин, Балуховский, 1993], постепенно усилился контраст в рельефе и вдоль северной окраины Закавказского массива и в других местах возникли тектоно-гравитационные олистостромовые комплексы [Щерба, 1987], тогда как по краям фронтальной части Закавказской плиты заложилась межгорные прогибы: Рионская депрессия на западе, Куринская на востоке и другие [Хаин, 1984]. В среднем–позднем миоцене, примерно 10 млн. лет назад, раскрылся рифт Красного моря, Арабская плита отделилась от Африканской. Дальнейшие события на Кавказе обусловлены перемещением Арабской плиты к северу (в современных координатах) с упором в Закавказскую плиту [Копп, 1997], интенсификацией погружения последней под Скифскую плиту и возникновением системы косых северо-восточных левосторонних сдвигов на Большом Кавказе [Philip et al., 1989] (см. рис. 2.5). Здесь образовалось Транскавказское поперечное поднятие [Богатиков и др., 1992] (восточнее Тырнауза). С полной отчетливостью проявился режим собственно континентальной коллизии [Philip et al., 1989]. В течение последних 5 млн. лет (с плиоцена) вследствие коллизионного утолщения коры происходило непрерывное воздымание Большого Кавказского хребта. Об этом прямо свидетельствуют глубокий врез речных долин [Кожевников, 1987], а также складчатые и разрывные деформации отложений террас Черного моря, причем скорости вертикальных движений нарастали в плейстоцене [Несмеянов, Измайлов, 1995].

Обе указанные плиты разделены сложной зоной деколлемента, состоящей из серии наклонных разломов, среди которых доминирующим является Главный Кавказский надвиг (рис. 2.6). Попавшие в зону деколлемента мезозойские и кайнозойские

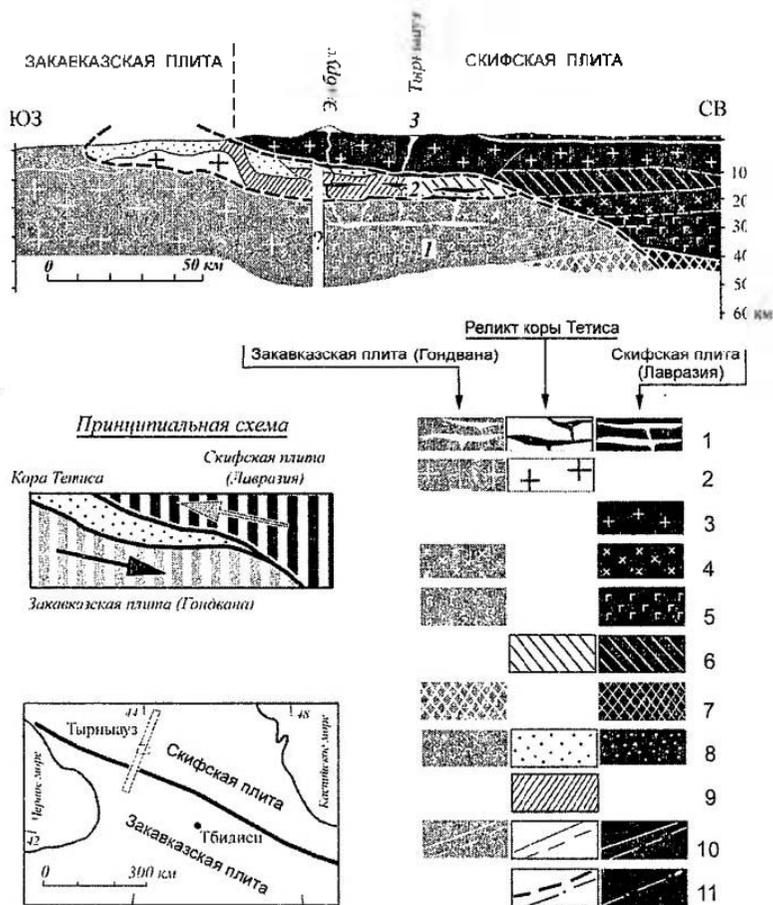


Рис. 2.6. Геолого-геофизический профиль через Главный Кавказский хребет

Цифрами на рисунке обозначены: 1 – область магмогенерации, 2 – уровень растекания гранитной магне и гранитондов в зоне деколлемента, 3 – области разгрузки расплава (Тырынузский массив). 1 – магматические, преимущественно гранитоидные тела, 2 – континентальная кора расчлененная [Дотдугев, 1986]. 3–7 – геофизическая расслоенность [Гаретовская и др. 1986]: 3 – гранито-гнейсовый геофизический слой ($V_p=3,8-6,2$ км/сек, $d=2,5-2,65$ г/см³), 4 – гранулито-энтербитовый слой ($V_p=6,4-6,9$ км/сек, $d=2,7$ г/см³), 5 – гранулито-базитовый слой ($V_p=6,9-7,0$ км/сек, $d=2,94$ г/см³), 6 – зона пониженных скоростей с преобладанием гранитного вещества, частично – расплава (волновод, $V_p=5,8-5,9$ км/сек, $d=2,5-2,67$ г/см³), 7 – верхняя мантия; 8 – мезозойские и кайнозойские отложения; 9 – тектонически перемешанные мезозойские и кайнозойские отложения; 10 – геологические границы и поверхности сейсмических разделов; 11 – главные поверхности надвигообразования [Дотдугев, 1986] и второстепенные разломы

комплексы при тектоническом перемешивании в процессе надвигания образовали «субстрат основания» для покровных комплексов [Дотдугев, 1986, 1989], где на фронте Закавказской плиты оказались зажатые девон-триасовые отложения континентального склона и подножья [Баранов и др., 1990] южной (в современных координатах) Гондванской пассивной окраины океана Тетис [Казьмин, Книппер, 1989]. Поверхность сместителя Главного Кавказского надвига наклонена к северо-востоку

под углами 35–75°, а на глубине она выполаживается до углов 0–5° [Белов, Омельченко, 1986]. По геологическим данным, нижняя пластина (край Закавказской плиты) к настоящему времени продвинулась на северо-восток под Скифскую плиту на расстояние, по разным оценкам, от 70 км [Казьмин, Книппер, 1989] до примерно 200 км [Дотдугев, 1986; Хаин, 1984].

Продолжающееся активное надвигание Евразийской плиты к югу является причиной современного накопления мощной аккреционной призмы осадков в прилегающей части Черноморского шельфа на фронте Главного Кавказского надвига (Туапсинский прогиб, [Кругляков и др., 2001]). Далее к северо-востоку, в направлении погружения Главного Кавказского надвига, непосредственно под надвинутыми складчатыми комплексами Западного Кавказа установлена океаническая кора мощностью 15 км с подстилающей мантией (20 км), под которой предполагается астеносфера [Шемпелев и др., 2001]. Таким образом, по системе надвигов, обозначаемых для простоты как Главный Кавказский надвиг, Скифская плита – в региональном понимании, а в полном понимании – Евразийская плита, перекрывает совершенно различные элементы коры, начиная от Черноморской (океанической) микроплиты [Шемпелев и др., 2001] и отложений Рионской предгорной депрессии – на западе, затем – мезозойские островодужные комплексы Закавказской континентальной плиты и, наконец – мощную призму осадков Куринской предгорной депрессии – на востоке. Очевидно, что горизонтальные перемещения по системе разломов Главного Кавказского надвига были чрезвычайно велики. Высказано предположение о том, что все комплексы осевых зон Центрального Кавказа начиная с позднего докембрия и доныне сформировались на месте и залегают в автохтоне, поскольку контакты между структурами, наблюдаемые на перепаде высот горного рельефа в 1000–2000 м. весьма крутые [Сомин, 2000]. Однако отмеченный М.Л. Сомин «дефицит геофизических материалов» (стр.665) вносит определенные сомнения в эти выводы.

Современные движения, тепловой поток, строение коры и положение гранитного горизонта

Сейчас (поздний миоцен – антропоген) встречное движение плит продолжается со скоростью 11–13 мм в год [Белов, Омельченко, 1986; Гиоргбиани, 1999] на фоне сближения Аравийской и Евразийской плит со скоростью 25–30 мм в год [Вауер et al., 1999]. Коллизийное утолщение коры определяет высокую скорость современного воздымания (4–12 мм/год [Дилиенберг, 1980; Kral, Gurbanov, 1996]) и повышенную сейсмичность [Милановский и др., 1989] при глубинах очагов землетрясений в 5–15 км с локализацией хрупких деформаций в верхней коре [Philip et al., 1989] и, соответственно, пластических – в нижней коре [Дотдугев, 1986].

Плотность теплового потока у Главного Кавказского хребта чрезвычайно высока, 71–193 мВт/м², по сравнению с прилегающими с севера частями Скифской плиты – 50 мВт/м², и Закавказской плитой – 58–97 мВт/м² [Краснопевцева, 1996]. Если первые величины аномально высоки и свидетельствуют об активном современном магматическом процессе в земной коре, то последние две достаточно обычны в областях активного орогенеза [Сетмак, 1996]. При анализе пространственного распределения отношений изотопов гелия обнаруживается уменьшение отношения от

${}^3\text{He}/{}^4\text{He}=1,2 \cdot 10^{-5}$ около Главного Кавказского разлома (район Приэльбрусья), где имеет место привнос мантийного гелия, по-видимому, в связи с активным процессом субдукции, до величин на два-три порядка меньших, ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}=5 \cdot 10^{-8}$, обусловленных радиогенным гелием осадочного чехла в прилегающей с севера части Скифской плиты [Поляк и др., 1998; Polyak et al., 2000].

Строение коры изучено детально с помощью геофизических методов. Утолщенная до 60 км мощности кора [Шенгелая, 1984; Philip et al., 1989] включает [Гаретовская и др., 1986] горизонт инверсии плотностей (пониженных скоростей) и потери отражений (волновод), залегающий на глубинах от 11 до 22 км (мощность горизонта 11 км) и содержащий предположительно гранитный расплав (скорость продольных волн $V_p=5,8-5,9$ км·сек⁻¹, плотность $d=2,5-2,67$ г·см⁻³), который располагается на северном погружении Главного Кавказского разлома. Пониженное на 5–10 мГал гравитационное поле района Тырнауза [Гаретовская и др., 1986; Хитаров и др., 1980] указывает на присутствие здесь утолщенной пластины гранитоидов (см. рис. 2.6). Таким образом, в разрезе земной коры Кавказской коллизии устанавливается гранитный горизонт, сопровождаемый рядом вулканических проявлений на дневной поверхности.

Кайнозойский магматизм

Позднекайнозойский вулканизм Кавказа и сопредельного с запада Эгейско-Анатолийского сегмента Альпийского складчатого пояса при подробном рассмотрении оказывается преимущественно коллизионным, меньшим распространением пользуются надсубдукционные и рифтогенные вулканы [Симонов, 1998; Короновский и др., 1999]. Продукты современного магматизма, происходящего в тектонических условиях коллизии во фронтальной части Скифской плиты, представлены 1 – известково-щелочными трахибазальтами, андезитами и дацитами активных вулканов г. Эльбрус и Казбек в непосредственной близости от Главного Кавказского надвига [Polino et al., 1999], причем появление андезитов может быть обусловлено коровым анатексисом за счет дегидратации амфиболитового субстрата во время отрыва слэба субдуцированной пластины, как напр. в [Zeck et al., 1995]; 2 – в 75 км северо-восточнее этого разлома проявлены риолитовые и дацитовые игнимбриты в кальдере Чегем (Ar-Ag возраст 2,83 млн. лет [Lirpan, et. al., 1993; Gazis et al., 1995]) и плиоценовые гранитоиды (Сангутидонский, Теплинский гранодиорит-диоритовые и Эльджуртинский (Тырнаузский) гранитный массивы, возраст 2–2,5 млн. лет) с геохимическими признаками коллизионного происхождения [Богина, 1994]; и, наконец, 3 – в 150 км северо-восточнее этого разлома – малые интрузии пироксен- и амфиболсодержащих гранит-порфиров и сиенит-порфиров района Минеральных вод (K-Ar возраст 8,8–9,6 млн. лет [Короновский и др., 1986; Никишин и др., 1999]). В целом все эти магматиты проявились спустя примерно 20–30 млн. лет после начала континентальной коллизии [Polino et al., 1999]. Высказано предположение, что вследствие деляминации литосферы и подъема горячего астеносферного вещества близко к подошве коры под Центральным Кавказом и севернее, на Ставропольском плато (Скифская плита), литосфера относительно утонена и изостатически быстро воздымалась последние 7–10 млн. лет, что вызвало коровое плавление, кислый магматизм и появление анде-

зит-базальтовых магм [Никишин и др., 1999]. Эти предположения основаны на данных сейсмической томографии, которые позволяют выявить под Кавказом вертикально ориентированную, охлажденную субдуцированную плиту – до глубин 300–400 км и вплоть до 1000 км – оторвавшуюся после начала континентальной коллизии Аравии и Евразии около 11 млн. лет назад. В качестве подтверждения рассматривается продвижение к северу щелочного вулканизма, поступающего из разогретого материала плюма в Южной Эфиопии, начавшегося 45 млн. лет назад (в эоцене) [Ершов и др., 2001] и к настоящему времени достигшего Закавказской плиты. Очевидно, что для определенного заключения относительно поведения астеносферы под Кавказом необходимо дополнительное системное геохимическое исследование.

Подводя итог сказанному в данной главе, можно констатировать, что в утолщенной коре областей современной коллизии устанавливается горизонт пониженных скоростей, который после тщательной специальной расчетной интерпретации исследователи объясняют появлением гранитного расплава. Очевидно, что применение термина «расплав» в данном случае следует считать значительным упрощением, поскольку если бы вещество здесь находилось в условиях полного плавления, его вязкость стала бы настолько низкой, что не сохранился бы столь высокий и воздымающийся в настоящее время рельеф этих областей. Очевидно, в строгом смысле – это состояние квазиликвидуса, или субликвидуса, при температурах, близких к точке плавления. В этих условиях гранитное вещество сохраняет необходимую жесткость (в геологическом масштабе времени), обладая в то же время определенной пластичностью, поскольку приближение к температуре плавления существенно снижает вязкость [Meissner, 1986 и др.].

В целом, геофизическими методами устанавливается, что в современной коре обеих рассмотренных коллизионных зон, Гималаев и Кавказа, существуют стационарные горизонты (линзы) гранитного вещества, находящегося в состоянии, близком к точке плавления. Следует отметить, что для Гималайской коллизии такой расплавный горизонт является третьим эпизодом анатексиса после начала столкновения плит 50 млн. лет назад, а первый такой эпизод произошел спустя 25 млн. лет. На Кавказе столкновение началось 25 млн. лет назад, а граниты выплавилась и образовали горизонт гранитного расплава только в плейстоцене. Следовательно тектонически, судя по временному разрыву, они соответствуют ранним коллизионным гранитам кристалликума Высоких Гималаев. Очевидно, что 25 млн. лет – это временной интервал, необходимый для термальной релаксации в утолщенной коллизионной призмe, приводящей к саморазогреву и выплавлению коллизионных анатектических гранитоидов.

Горизонты гранитного расплава располагаются на глубинах 10–15 км при мощности примерно 10 км и достигают ширины вкрест простираения 250 км. Очевидно, что после завершения коллизии (прекращения субдукции) и вследствие эрозии горного сооружения эти гранитоиды выйдут на дневную поверхность возникшего пенеплена, где могут составить большую часть верхней коры, средняя мощность которой оценивается уверенно всеми исследователями примерно в 10 км. Строение верхней коры такой эродированной коллизионной области рассматривается в следующей главе.

3. ГРАНИТОИДЫ В КОЛЛИЗИОННОЙ ГЕОДИНАМИКЕ КАЛЕДОНИД ПРИБАЙКАЛЬЯ

Верхнекоровый срез коры, вмещающий гранито-гнейсовые ареалы, рассматривается на примере коллизии системы Ольхонского террейна – одного из компонентов структуры каледонид Центральной Азии. Гранито-гнейсовые купола составляют здесь несколько ареалов, или зон, возникших в процессе коллизии островных дуг и террейна, а затем – самого террейна и Сибирского кратона. Структурные исследования и дегаальное картирование позволили выяснить строение коллизии сооружения, определить тектоническую позицию гранитоидов. Исследованы закономерности проявления покровного, купольного и сдвигового тектогенеза в эволюции коллизии системы.

Структура каледонид Центральной Азии возникла как результат взаимодействия Сибирской континентальной плиты и многочисленных террейнов, причлененных к ней в процессе раннепалеозойской коллизии [Федоровский и др., 1995] (рис. 3.1). Один

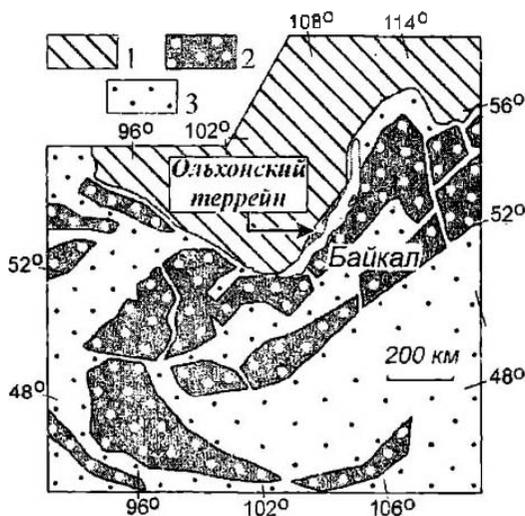
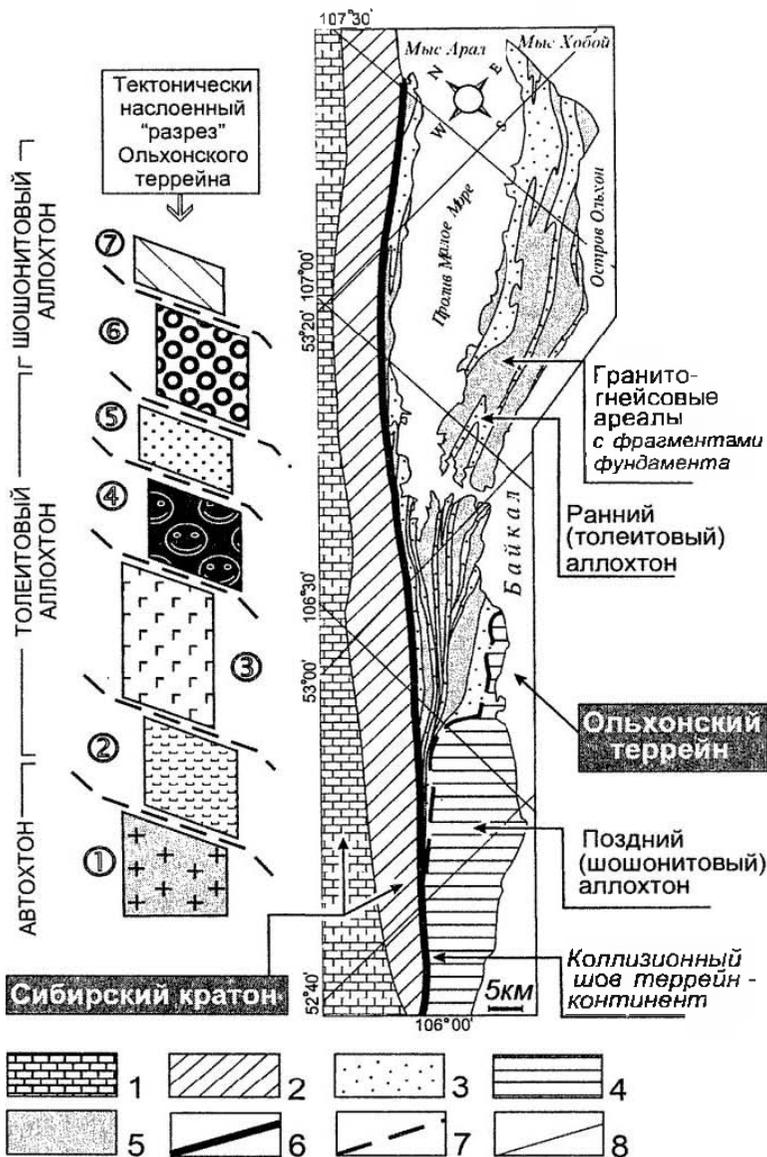


Рис 3.1. Тектоническая схема Центральной Азии [Федоровский и др., 1995]

1 – Сибирская материковая плита (раннедокембрийская континентальная кора и шельфовые комплексы рифея, вейда и палеозоя); 2 – террейны с раннедокембрийской континентальной корой, облущенными аллохтонами офиолитов и островодужных комплексов рифея–палеозоя; 3 – рифей-палеозойские океанические, островодужные и окраинноморские комплексы



из них – Ольхонский террейн. Детально изучена его западная часть, хорошо обнаженная на острове Ольхон и на побережье Байкала вдоль подножий Приморского и Байкальского хребтов. В современном срезе здесь абсолютно преобладают метаморфические породы. Они образуют покровные, купольные и сдвиговые структурные ансамбли, формирование которых связано с двумя эпизодами коллизии в раннем палеозое: сначала – столкновение типа «дуга-террейн» (покровный и купольный па-

Рис. 3.2. Схема тектоники Ольхонского региона ([Федоровский, 1997] с изменениями), иллюстрирующая концентрацию гранитоидов у подошвы нижнего, толентового аллохтона коллизионной системы

1, 2 – *Сибирская латерниковая плита*: 1 – рифейско-палеозойский слабо деформированный осадочный чехол (шельф пассивной окраины), 2 – фундамент плиты, образованный раннедокембрийскими метаморфитами сарминской серии и гранитами; 3–5 – *Ольхонский террейн*, раннепалеозойская коллизионная система, сформированная в результате реализации двух типов столкновений: дуга–террейн и террейн–континент; 3 – раннепалеозойские окраинноморские и островодужные аллохтоны с участием дифференцированной толентовой серии магматитов, обдуцированные на раннедокембрийский цоколь террейна; линейно-складчатые синметаморфические покровные и сдвиговые ансамбли, 4 – раннепалеозойские островодужные аллохтоны с участием шошонитовой серии магматитов, обдуцированные на толентовые аллохтоны; линейно-складчатые синметаморфические покровные и сдвиговые ансамбли, 5 – раннепалеозойские гнейсово-купольные зоны с признаками раннедокембрийского протолита в ядрах куполов; 6 – граница Ольхонского террейна и Сибирской континентальной плиты (меланж: бластомилонитовый шов с крупными тектоническими фрагментами и блоками палеозойских гранулитов и раннепротерозойских метаморфитов); 7 – фронт развития вязких покровов шошонитовой серии, деформированный поздними вязкими сдвигами; 8 – границы крупных сдвиговых пластин (бластомилонитовые швы). На колонке (слева) показаны шесть основных покровных пластин различной геодинамической природы, составляющие тектонически наложенный «разрез» Ольхонского региона (без масштаба): цифры в кружках: 1 – кора континентального типа с признаками раннедокембрийского протолита (автохтон), 2 – парагенезис, тектонически прослоенные амфиболитами по высокотитанистым низкокальциевым толентам (СОХ или внутриокеанические острова), 3 – толентовая низкокальциевая дифференцированная серия островодужного типа (базальты и пикробазальты–андезиты–базальты–андезиты–риолиты; интрузивные породы: высокомагнезиальные пикритовые габбро, жильные низкокальциевые граниты (аналоги риолитов разреза), 4 – океанические ультрабазиты (дунит-гарцбургитовая ассоциация, реститовая и кумулятивная части), 5 – осадочно-вулканогенный клин, редко – толенты, 6 – островодужная шошонитовая серия; низкотитанистые щелочные базальты, трахиандезиты, трахидациты, трахириолиты, субвулканические и интрузивные коагматы (субщелочные габбро, габбро-монзониты, диориты, гранодиориты), осадочные породы, 7 – подушечные лавы (низкокальциевые толентовые базальты СОХ), кремнистые осадки; кора океанического типа

рагенезисы), затем – коллизия типа «террейн–континент» (сдвиговый парагенезис) [Федоровский и др., 1993, 1995]. Все перечисленные обстановки сопровождаются формированием гранитоидов.

Интегральная структура террейна может быть определена как синметаморфический коллизионный коллаж (рис. 3.2) [Fedorovsky et al., 1995].

3.1. **Метаморфический комплекс**

Метаморфический комплекс Ольхонского террейна включает различные гнейсы, кристаллические сланцы основного состава и амфиболиты (с реликтами первичных магматических структур), кварциты, мраморы, силикатно-карбонатные гнейсы, габброиды и ультрабазиты, субщелочную вулканогенно-интрузивную серию (от монцогаббро до риодацит-порфиоров), а также гранито-гнейсы, мигматиты и гранитоиды. По данным [Fedorovsky et al., 1995; Макрыгина и др., 1992], а также Г.С. Закарядзе (неопубликованные данные), состав протолита основных кристаллических сланцев отвечает дифференцированным магматическим сериям мантийного происхождения и представляет собой ассоциацию серий типа зон океанического спрединга и серий надсубдукционного происхождения – толентовой, известково-щелочной и

шошонитовой. Вся ассоциация сформировалась, вероятно, в условиях активной континентальной окраины западнотихоокеанского типа (толеитовая серия – в условиях интрадугового или задугового растяжения, а известково-щелочная и шошонитовая серии надсубдукционного типа – на разных стадиях формирования островной дуги). Составы этих серий, по данным Г.С. Закариадзе [Fedorovsky et al., 1995], позволяют предположить, что весь магматический комплекс развивался на океаническом основании, без участия коры континентального типа. Это, в частности:

- тесная ассоциация серий типа MORB и серий повышенной щелочности;
- умеренное обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых [(La/Yb)_n=3,48–9,11];
- повышенные содержания тяжелых редких земель [(Yb)_n=7,91–10,86] и в среднем достаточно высокие K/Rb (550–600) отношения, более характерные для океанических островодужных серий;
- отсутствие признаков контаминации магматических серий материалом сиалического типа.

Для пород террейна характерны резкие колебания степени метаморфизма – от зеленосланцевой до гранулитовой фации включительно (рис. 3.3). Изменения исходных пород, судя по термодинамическим параметрам, происходили в условиях верхней коры. Региональный метаморфический ореол, по данным С.П. Кориковского [Бибикова и др., 1990], отличается значительными колебаниями температуры (300–650°) и давлений (3,5–6,5 кбар, глубинность – 14–24 км). Имеющиеся данные позволяют утверждать, что указанные параметры свойственны практически всем метаморфитам Ольхонского региона и отражают их принадлежность к единому метаморфическому ореолу, а не разным и разновозрастным, как это считалось прежде [Корреляция..., 1979 и др.].

Особенно детально исследовался переход от амфиболитовой к гранулитовой фации. Были установлены такие прогрессивные преобразования, указывающие на постепенный характер этого перехода, как замещение куммингтонита гиперстеном, а зеленой роговой обманки – симплектитами двух пироксенов и плагиоклаза. В гранулитах повторяются и все характерные комплексы разреза, установленные в пределах развития амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций: кварциты, мраморы, пластовые амфиболиты, тела толеитовых метагаббро и др. В итоге оказалось, что ни двух, ни трех отдельных геологических и метаморфических комплексов с применением геологических методик не обнаруживается, а гранулиты являются лишь самой высокотемпературной зоной единого неизобарического ореола.

Вместе с тем в метаморфических породах наблюдаются и ретроградные реакции замещения пироксенов амфиболом и биотитом, детально описанные А.С. Ескиным [Ескин, 1979; Корреляция..., 1979]. Названные реакции проявлены исключительно в зонах гранитообразования. Структурно они приурочены к зонам гнейсово-купольного строения. Это объективно доказывает, что их причина – не региональный диафторез (что позволяло прежде предполагать существование нескольких разновозрастных ореолов метаморфизма), а обычные изменения, свойственные регрессивной ветви метаморфизма и выплавке синметаморфических гранитоидов в рамках единого метаморфического ореола.

Региональная метаморфическая зональность относится по давлению к андалузит-силлиманитовому типу, к его сравнительно глубинной разновидности. Температура и

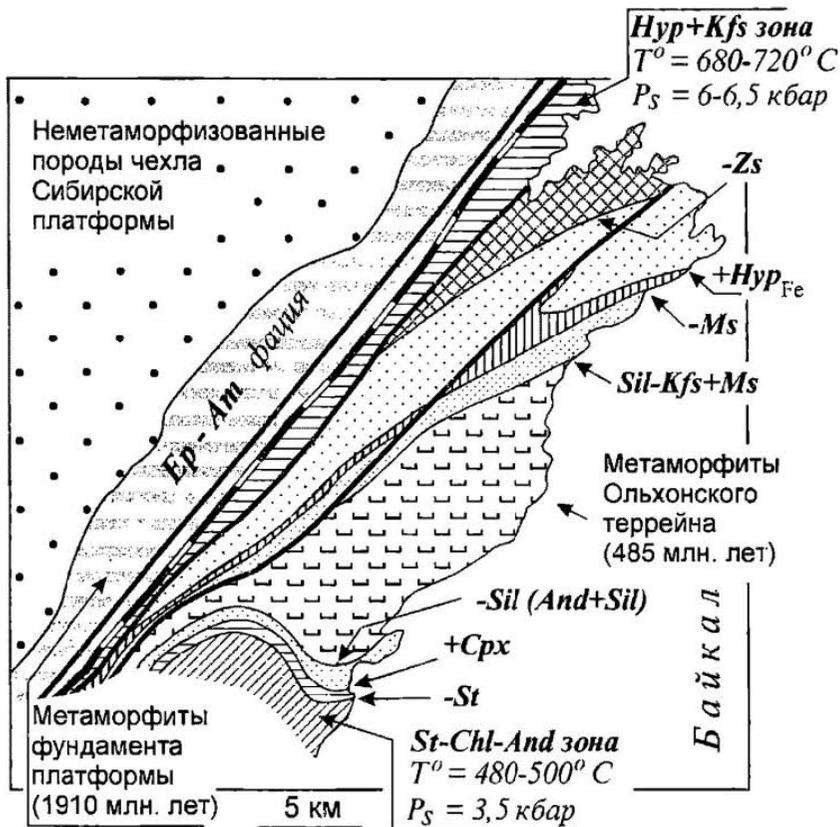


Рис. 3.3. Схема метаморфизма Приольхонья
(составил С.П. Кориковский)

Символы: *Hyp* – гиперстек, *Hyp_{Fe}* – железистый гиперстек, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Ms* – мусковит, *Sil* – силлиманит, *And* – андалузит, *Cpx* – клинопироксен, *St* – ставролит, *Chl* – хлорит, *Ep-Am* – эпидот-амфиболитовая фация. *Zs* – цоизит

давление метаморфизма нарастают по направлению с юго-востока на северо-запад, где вблизи зоны Приморского разлома раннепалеозойские гранулиты контактируют со слабо метаморфизованными (эпидот-амфиболитовая фация) породами раннего докембрия фундамента Сибирской платформы. Выделяются пять метаморфических зон: объединенная ставролит-хлоритовая и ставролит-биотит-андалузитовая, ставролит-силлиманитовая, биотит-мусковит-гнейсовая, биотит-силлиманит-ортоклазовая и кордиерит-гранат-ортоклазовая низких давлений и гранулитовая фация высоких давлений.

В первой зоне в метапелитах стабильны парагенезисы $St+Chl+Mu+Q$ и $St+And+Bi+Mu+Q$, что отвечает середине ставролитовой фации ($T=500-520^{\circ}C$,

$P_5=3-3,5$ кбар). В амфиболитах обычно ассоциация сине-зеленой роговой обманки с эпидотом, встречаются куммингтонит-плагноклазовые амфиболиты.

С переходом к ставролит-силлиманитовой зоне андалузит замещается силлиманитом, из парагенезиса со ставролитом исчезает хлорит; критической для нее становится ассоциация $St+Cil+Bi+Mu+Q$. Ассоциации амфиболитов близки к таковым предыдущей зоны, но в известково-силикатных сланцах впервые появляется диопсид. Примерные параметры этой зоны: $T=520-570^\circ C$, $P_5=3,5-4$ кбар.

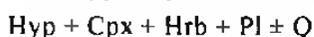
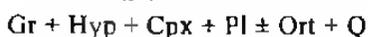
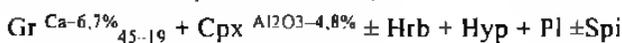
В следующей, биотит-мусковит-гнейсовой зоне исчезает ставролит, появляется кордиерит с железистостью 30–33%, за счет распада части мусковита появляется калишпат. Критический парагенезис метapelитов – $Bi+Sil+Mu+Ort+Pl+Q$.

В условиях наиболее высокотемпературной биотит-силлиманит-ортоклазовой зоны исчезает мусковит, возникает критический парагенезис $Bi+Sil+Ort+Q$ (без Mu), а спорадически – $Gr_{74}+Cor+Ort$, что указывает на переход к гранат-кордиерит-ортоклазовой зоне. В амфиболитах исчезает эпидот, но появляется диопсид.

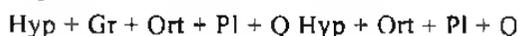
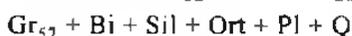
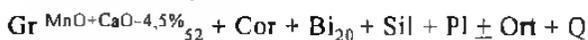
Породы гранулитовой фации метаморфизма развиты в виде узкой (около 1 км), но протяженной (до 50 км) полосы, примыкающей к уступу Приморского хребта (так называемая Чернорудская зона). Здесь, по данным С.П. Кориковского [Кориковский, Федоровский, 1981], преобладают дупироксеновые, диопсидовые и гранат-амфибол-дупироксеновые (часто бескварцевые) кристаллосланцы, амфиболиты, а также форстеритсодержащие мраморы, графитовые кварциты с редкими прослоями бедных CaO гиперстен-гранат-ортоклазовых кристаллосланцев и силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовых кинцититов. В пределах зоны постоянно встречаются тела шпинель-пироксеновых метагаббро и метабазитов.

Наиболее показательные парагенезисы пород Чернорудской зоны таковы (цифры – величины $Fe/Fe+Mg$ по данным химических и микронзондовых анализов) [Демина, 1975; Демина, Ескин, 1974; Смольская, 1981]:

Богатые CaO кристаллосланцы и метабазиты:



Бедные CaO породы:



Биотиты из указанных ассоциаций несут признаки высокотемпературной кристаллизации (содержание TiO_2 до 5%) и восстановительного состава флюидов (содержание F до 1,5%). Стабильность парагенезисов $Bi+Sil+Gr+Ort+Q$ и $Hup+Gr+Ort+Q$ при неустойчивости $Hup+Cor+Ort+Q$ и исключительная редкость ассоциации $Gr+Cor+Ort+Q$, возможной лишь с участием обогащенных Ca и Mn гранатов, указывает на условия средней степени гранулитовой фации, а именно биотит-гиперстен-гранат-ортоклазовой субфации – $750-780^\circ C$ [Кориковский, 1979]. В то же время низкая предельная железистость граната – 45–49% в бескварцевых и 52–57% в кварцсодержащих породах свидетельствуют о большой глубинности метаморфизма ($P_5=7$ кбар), поскольку ассоциация $Hup+Sil+Q$ не была встречена ни разу.

Помимо равновесных, между минералами пара- и ортопород наблюдаются и реакционные соотношения, указывающие на изменения внешних параметров в ходе гранулитового метаморфизма. Наиболее обычно замещение части, а иногда и всех пироксенов бурой высокотитанистой роговой обманкой. Кроме того, в метаяльтрабазитах между шпинелью и клинопироксеном (энстатитом) образуются гранатовые, гранат-плаггиоклазовые и амфибол-плаггиоклазовые каймы с гранатом железистостью 45–49%. В то же время в метагаббро и основных кристаллосланцах между клинопироксеном (или замещающим его бурым амфиболом) и плаггиоклазом возникают мономинеральные гранатовые каймы. Как и в метаяльтрабазитах, магнезиальность реакционных гранатов резко повышена. Например, в изученном на микрозонде образце клинопироксен-шпинель-анортитового габбро, в котором часть клинопироксена замещена бурой роговой обманкой, гранатовые каймы развиваются в контакте анортита №91 и бурой роговой обманки.

Гранат в каймах неоднороден: со стороны анортита он чуть богаче Са и более железистый ($F_{Gr}=49,5$, состава $Alm_{39}+Pr_{40}+Gros_{19}$), а в контакте с роговой обманкой – более магнезиальный ($F_{Gr}=46,5$, состав $Alm_{38}Pr_{43}Gros_{18}$). В стыках разных зерен каймы имеют различную толщину; они нарастают преимущественно в сторону плаггиоклаза вплоть до полных псевдоморфоз по нему, когда в центре каймы, сросшейся в единое зерно граната, сохраняются небольшие реликты анортита. Данный процесс может рассматриваться как проявление метаморфической эклогитизации, вызванной повышением давления в процессе метаморфизма. С.П. Кориковский полагает, что видимая сопряженность образования гранатовых кайм в метагаббро (когда плаггиоклаз и роговая обманка замещаются гранатом) с гранат-плаггиоклазовыми и амфибол-плаггиоклазовыми каймами в метаяльтрабазитах (когда количество плаггиоклаза и амфибола, напротив, – увеличивается) объясняется синхронностью эклогитизации и натрового метасоматоза в связи с мигматизацией. Одновозрастность этих процессов доказывается тем, что появление бурой роговой обманки и граната в метагабброидах сопровождается перекристаллизацией габбровой структуры в гранулитовую гранобластовую, с превращением авгитовых габбро в амфибол-гранат-двупироксеновые кристаллосланцы.

Роль гранитоидов в строении Чернорудской зоны невелика. К ним относятся плаггиоклаз-кварцевые жилы с гиперстеном, гранатом, клинопироксеном и амфиболом. Более редки инъекции гиперстен-микропертитовых и биотит-микропертитовых чарнокитоидов и гранитов. Особую разновидность составляют тела белых микропертит-олигоклазовых сиенит- и гранит-пегматитов, при взаимодействии которых с меланократовыми метагаббро возникают крупно- и гигантозернистые амфибол-плаггиоклазовые и гранат-амфибол-плаггиоклазовые метасоматиты, сопровождающиеся интенсивной скаполитизацией вмещающих пород.

3.2. Изотопное датирование

До недавнего времени метаморфиты этой территории считались раннедокембрийскими. Новые данные [Бибикова и др., 1990] привели к кардинальному пересмотру таких представлений. Опробованы практически все группы пород из аллохтонных покровных и сдвиговых пластин и из гнейсово-купольных зон (49 проб, рис. 3.4).

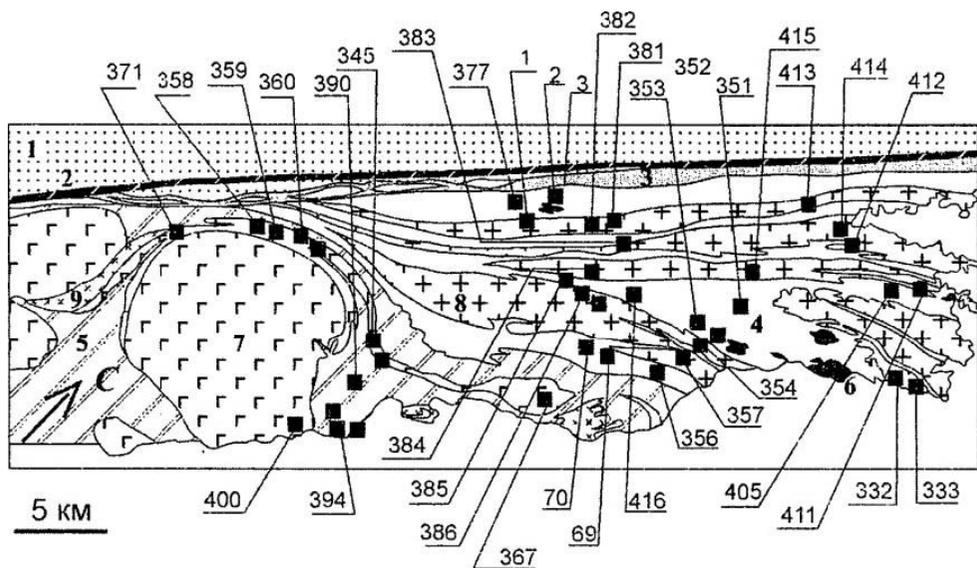


Рис. 3.4. Схема отбора проб для определения возраста ($U\text{-Pb}$, $Sm\text{-Nd}$)

1 – Сибирский кратон; 2 – коллизионный шов; 3 – меланж; 4–9 – Ольхонский террейт; 4 – раннепалеозойский аллохтон с участием толентовой серии 5 – то же, с участием шошонитовой серии, 6 – метагабброиды в составе толентового аллохтона, 7 – монцогаббро и диориты в составе шошонитового аллохтона, 8 – гнейсово-вулкательные зоны, 9 – постметаморфические щелочные граниты, сиениты и нефелиновые сиениты

Установлен раннепалеозойский возраст магматизма и седиментогенеза (Бирхинский массив субщелочных метагабброидов, $Sm\text{-Nd}$ изохрона, 530 ± 23 млн. лет (рис. 3.5). Начальное отношение изотопов Nd [$\epsilon_{Nd}(T)$] равно $+5,0$ (источником магм могли быть зоны умеренно деплетированной мантии, типичные для субщелочных пород островов и некоторых островных дуг). Определен раннепалеозойский возраст метаморфизма и складчатости (цирконометрия, $U\text{-Pb}$ изохрона, 485 ± 5 млн. лет (рис. 3.6) [Бибикова и др., 1990]. Близкие датировки были получены Ф.А. Летниковым и соав-

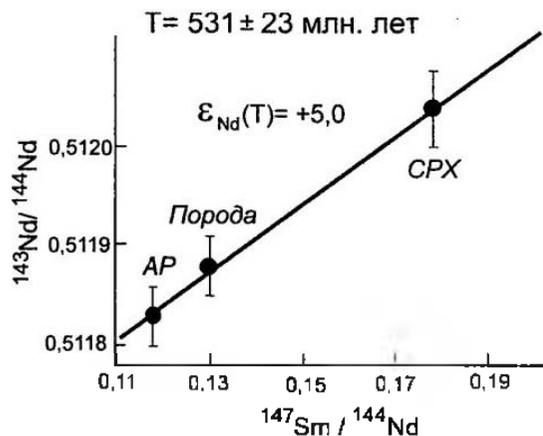


Рис. 3.5. Самарий-неодимовая изохронная диаграмма для субщелочного габбро Бирхинского массива [Бибикова и др., 1990]

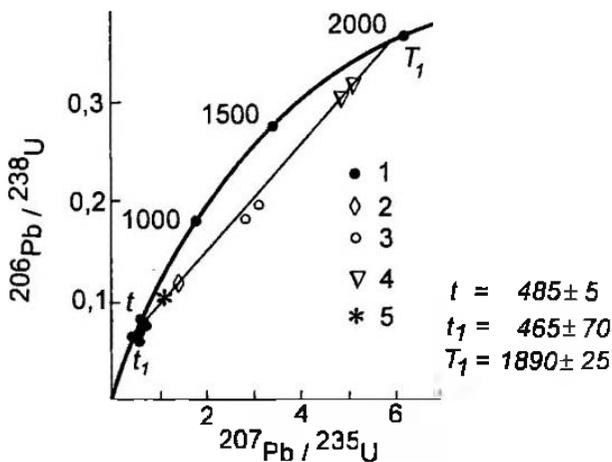


Рис. 3.6. Диаграмма с конкордией в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ для аксессуарных цирконов из пород Ольхонского региона [Бибикова и др., 1990].
Номера проб: 1 – ПХ-2, ПХ-3, 2 – 413, 3 – 414, 4 – О-145, 5 – О-91; t – возраст, млн. лет

торами [Летников и др., 1990], а в последнее время – Е.П. Серебрянским, Ю.А. Костицыным и соавторами (Rb-Sr изохронный метод, синметаморфические жильные граниты, 449 ± 22 млн. лет [Серебрянский и др., 1998].

Целесообразно на этом вопросе остановиться подробнее. До 1990 года прецизионных изохронных датировок по Ольхонскому региону практически не было. Но даже и теперь, когда такие исследования проведены, многие геологи вопреки полученным результатам по-прежнему исходят из представлений о раннедокембрийском возрасте ольхонских метаморфитов. Для таких взглядов, в свете новых данных, нет оснований. Бесперспективны и попытки сравнения ольхонского метаморфического комплекса с истинно раннедокембрийской сарминской серией, расположенной в непосредственной близости от Ольхонского региона – в Приморском и Байкальском хребтах. Породы этой серии с несогласием перекрыты толщами платформенного чехла (рифей–венд–палеозой). Изохронный возраст метаморфизма сарминской серии – 1,91 млрд. лет [Бибикова и др., 1981], а по составу пород и типу метаморфизма она не только резко отличается от ольхонского метаморфического комплекса, но и отделена от него мощными зонами разновозрастных разломов. Ни один горизонт метаморфических пород не может быть реально прослежен из ольхонского комплекса в сарминский. Они разделены не только контрастно выраженным в рельефе молодым Приморским разломом, связанным с формированием рифтовой впадины Байкала, но и, как теперь стало ясно [Федоровский и др., 1997], протяженной полосой раннепалеозойского полимиктового меланжа, маркирующего зону столкновения Ольхонского террейна и Сибирской континентальной плиты. В свете всех этих данных, полезно еще раз изложить результаты изотопных исследований [Бибикова и др., 1990].

Перед тем как приступить к изохронным методам датирования, мы уже имели K-Ar данные по слюдам и амфиболам из различных пород Приольхонья (табл. 3.1).

**K-Ar определения возраста биотитов и роговых обманок из метаморфических пород
Ольхойского региона [Бибикова и др., 1990]**

Номер образца	Минерал	Содержание		Возраст, млн. лет
		K, %	⁴⁰ Ar, нг/г	
0-60	Биотит	7,62	256	429±12
0-85	"	7,44	172	306±10
0-86	"	7,62	237	400±12
0-133	"	7,80	274	445±12
0-163	"	7,79	268	438±12
0-518	"	7,53	253	430±12
0-164	Роговая обманка	1,23	42,4	439±12
0-15	Биотит	7,47	239	408±12
0-90	"	7,86	249	407±12
0-91	"	7,68	246	412±12
АЦ-345/6	Роговая обманка	1,39	49	448±16
АЦ-345/6	Биотит	7,36	251	434±12
АЦ-345/17	"	6,97	169	320±10
АЦ-396/29	"	6,55	215	420±12
АЦ-367	"	7,54	237	405±12
АЦ-396/30	"	6,74	225	427±12

Образцы с индексом 0 — из коллекции З.И.Петровой и В.И.Левицкого, с индексом АЦ — из коллекции С.П.Кориковского. Порода и места отбора пробы: 0-60 — Би-Гр плагиогнейс, р.Кучелга; 0-85 — Би-Му : ранил, мыс Ханхой; 0-86 — Би-Му гранит, мыс Таданский; 0-133 — Би гранит, бухта Ая; 0-163 — Би-Гр плагиогнейс, п-ов Хадарга; 0-518 — Би-Гр плагиогнейс, кошара Нугтей; 0-164 — Гр-Гип-Рог кристаллосланец, п-ов Хадарга; 0-15 — Би плагиогнейс, зал. Мухор; 0-90 — Гр-Би плагиомигматит, МРС; 0-91 — Би-Гр плагиогнейс, МРС; АЦ-345/6 — Рог-Би ортоамфиболит, устье р. Анги; АЦ-345/17 — Би-Му метариодацит, устье р Анги; АЦ-396/29 — Би-Му метариодацит, зал. Бегул; АЦ-367 — Би-Му метариодацит, кошара Улан-Нур; АЦ-396/30 — Би-Рог метаплагиопорфир, зал. Бегул

Все определения дают в целом однообразный интервал 400–450 млн. лет, что было известно и ранее. Считалось, что это время каледонского омоложения докембрийских пород.

Следующим шагом был отбор 40 проб цирконов из пород линейно-складчатого комплекса и из гнейсов и гранитов куполов. В линейно-складчатом комплексе удалось выделить цирконы из характерных типов пород всех метаморфических зон — от ставролит-хлоритовой до гранулитовой: из биотитовых микрогнейсов (лептинитов?), роговообманковых и биотит-роговообманковых орто- и параамфиболитов, лейкократовых пластовых ортогнейсов (метариодацит-порфиров), гранат-силлиманитовых и пироксеновых гнейсов, субщелочных метагаббро Бирхинского массива, толеитовых метагаббро массивов горы Харикта и Улан-Харгана, а также из секущих жил гранит-пегматитов. В куполах опробовались биотит-гранатовые гнейсы, мигматиты и граниты.

Цирконы были изучены Л.В. Суминым Pb-Pb методом. Получены следующие результаты: цирконы из всех без исключения пород линейно-складчатого комплекса от кислых гнейсов до метагаббро дали колеблющийся интервал значений от 420 до 630 млн. лет, тогда как по гнейсам куполов установлена широкая гамма цифр от 450 до 2400 млн. лет. Для гранитов куполов преобладали также сравнительно молодые Pb-Pb значения возраста — от 430 до 700 млн. лет. Таким образом, Pb-Pb методом

было установлено присутствие цирконов с раннепротерозойскими датировками исключительно в гнейсах куполов, тогда как в породах линейно-складчатого комплекса все цирконы дают только раннепалеозойские датировки.

На основании этих данных были отобраны пробы для последующего Sm-Nd и U-Pb датирования. Определение возраста дометаморфического субстрата проведено по совершенно неметаморфизованным гиперстен-биотит-авгит-криптопертит-плаггиоклазовым субщелочным габбро, сохранившимся во внутренней части Бирхинского массива (обр. АЦ-400/1); в краевой части массива эти габбро наряду с вмещающими породами полностью изменены в условиях соответствующей зоны регионального метаморфизма. Определение возраста зонального метаморфизма U-Pb методом было проведено по цирконам из пород гранулитовой фации (Чернорудская зона линейно-складчатого комплекса), а также из гнейсов куполов. Составы пород и места отбора проб указаны в таблицах 3.2 и 3.3.

Для определения Sm-Nd возраста субщелочных габбро Бирхинского массива были отобраны минералы (диопсид и апатит), максимально резко различающиеся по Sm-Nd отношению и содержащие достаточные для измерения количества этих элементов.

Таблица 3.2

Изотопный возраст аксессуарных цирконов из пород гранулитовой зоны метаморфизма в Ольхонском регионе [Бибикова и др., 1990]

Номер пробы	Фракция, мк	Содержание, %		Изотопный состав свинца				Изотопный возраст, млн лет		
		Pb	U	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U
ПХ-2	-65	0,0024	0,0309	0,057	87,116	5,800	7,026	490	480	482
"	-90 +65	0,0019	0,0299	0,031	86,037	5,444	8,487	528	401	421
"	-150 +90	0,0020	0,0267	0,028	86,318	5,313	8,342	485	410	475
ПХ-3	+65	0,0012	0,0165	0,065	86,687	5,909	7,339	499	402	468
"	-65	0,0016	0,0183	0,224	79,228	7,831	12,717	515	460	470
О-163		0,0024	0,0361	0,023	90,783	5,459	3,735	471	435	441
О-850	-90	0,0336	0,4716	0,009	91,641	5,336	3,013	483	471	478

Изохрона 490±10 млн. лет. Обр. ПХ-2 и ПХ-3 – гранат-биотит-силлимантовый кварцито-гнейс (у пос. Улан-Харгана), кол. С.П.Кориковского; О-163 – гранат-пироксен-биотитовый плаггиогнейс, О-850 – пироксеновый плаггиоклазит (жила) (п-ов Хадарта), кол. З.И.Петровой и В.И.Левичского. $\lambda^{238}\text{U}=1,55125 \times 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$; $\lambda^{235}\text{U}=9,8485 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$. Поправка – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,968$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,622$

Таблица 3.3

Изотопный возраст аксессуарных цирконов из пород гранито-гнейсовых куполов Ольхонского региона [Бибикова и др., 1990]

Номер пробы	Фракция, мк	Содержание, %		Изотопный состав свинца				Изотопные отношения		Изотопный возраст, млн лет ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
		Pb	U	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	
АЦ-413/1	-65	0,0035	0,0264	0,095	79,268	8,053	12,559	0,1198	1,4035	1314
АЦ-414	-65	0,0034	0,0158	0,064	79,243	9,804	10,889	0,1968	3,0609	1845
АЦ-414	+65	0,0027	0,0141	0,010	82,196	9,264	8,529	0,1837	2,8144	1817
О-91		0,0045	0,0413	0,055	82,067	7,243	10,635	0,1033	1,1123	1149

Изохрона: 1890±70 млн. лет. Составы пород и места их отбора: Обр. АЦ-413/1 – биотит-гранатовый плаггиогнейс (южнее пос. Кучелга), колл. С.П.Кориковского; АЦ-414 – биотит-гранат-плаггиоклаз-микроклин-кварцевый ортогнейс (металлагнопорфир) (2 км к северо-западу от устья р.Кучелги), колл. С.П.Кориковского; О-91 – биотит-гранатовый плаггиогнейс (район пос. Сапорты, МРС), колл. З.И.Петровой и В.И.Левичского

Плагиоклаз, обладающий еще более низким, чем апатит, отношением Sm/Nd, было трудно анализировать из-за очень низких содержаний Sm и Nd. Кроме того, анализировалась и валовая проба габброидов, из которой и были выделены диопсид и апатит.

Анализ проводился по обычной методике [Карпенко и др., 1984]. Результаты определений представлены в таблице 3.4 и показаны на изохронной диаграмме (см. рис. 3.5).

Таблица 3.4

Результаты изотопного анализа Sm и Nd [Бибикова и др., 1990]

Материал	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Содержание, г/т	
			Sm	Nd
Диопсид	0,1772	$0,5120 \pm 4$	8,38	28,60
Валовая проба	0,1294	$0,51188 \pm 3$		2,413
Апатит	0,1177	$0,5118 \pm 3$	157,1	808

Из этих данных следует, что Sm-Nd возраст субщелочных габбро Бирхинского массива – 530 ± 23 млн. лет. Начальное отношение изотопов Nd ($\epsilon_{\text{Nd}} > T$) равно +5,0, что полностью отвечает представлениям о мантийном генезисе этих пород. Их источником могли служить зоны умеренно деплетированной мантии, подобные тем, что характерны для большинства субщелочных пород островов и некоторых островных дуг. Вместе с тем для более уверенного суждения о природе источника субщелочных габбро Бирхинского массива необходимо привлечь дополнительную геохимическую информацию.

Поскольку гиабиссальные аналоги габброидов бирхинского типа образуют целиком метаморфизованные и превращенные в амфиболиты пластовые тела среди стратифицированных толщ линейно-складчатых зон Приольхонья, можно считать, что полученный возраст магматического события близок возрасту седиментации толщи, вмещающей эти породы.

Для U-Pb изотопного датирования были использованы следующие акцессорные цирконы. Цирконы из гранулитов (пр. ПХ-2, ПХ-3 и 0-163) представлены мелкими, преимущественно изометричными прозрачными бесцветными зернами «гранулитового» морфологического типа. В крупной фракции (+65 μ) пр. ПХ-3 содержится около 10% короткопризматических (уд. 2–3) светлоокрашенных прозрачных зерен. В породах из гранито-гнейсовых куполов акцессорные цирконы оказались гетерогенными. В пробе АЦ-413/1 – это мелкие (-65 μ) изометричные прозрачные зерна с ярким блеском. Близкий по морфологическим особенностям «гранулитовый» циркон присутствует и в пр. 0-145 с мыса Калтыгей [Бибикова и др., 1987]. В пр. АЦ-414 преобладают короткопризматические прозрачные блестящие зерна, около 20% – изометричные.

U-Pb изотопное исследование акцессорных цирконов было выполнено по методу Кроу [Krogh, 1973]. U и Pb определены методом изотопного разбавления с точностью $\pm 1\%$. Изотопный состав свинца измерен на масс-спектрометре TSH-206 фирмы

Камека методом термоионной эмиссии с силикагелевым эмиттером. Точность измерения изотопных отношений $\pm 0,15\%$. Холостое загрязнение $0,4$ нг Pb. Результаты U-Pb изотопного исследования представлены в таблицах 3.2 и 3.3 и на рисунке 3.6

Для большинства проб цирконов из гранулитов Улан-Харганы характерны дискордантные значения возраста по различным изотопным отношениям. Возраст конкордантной фракции (ПХ-2 -65 μ) составляет 485 ± 5 млн. лет. Возраст по дискордии для всех фракций (кроме ПХ-2 -90+65 μ , в которой присутствовали призматические зерна) составляет 490 ± 10 млн. лет. Таким образом, анализ имеющихся изотопных данных для проб ПХ-2 и ПХ-3 позволяет принять для времени метаморфизма гранулитовой фации возраст в 485 ± 5 млн. лет.

Изотопные возраста цирконов из пород гранито-гнейсовых куполов дискордантны. На диаграмме с конкордией точки не дают хорошей линейности, свидетельствуя о неадекватности данных модели однократного нарушения U-Pb изотопной системы. Возраст по дискордии, построенной для цирконов из проб АЦ-413 и 0-91 составляет 1890 ± 25 млн. лет. Нижнее пересечение соответствует возрасту 465 ± 70 млн. лет, что хорошо согласуется с возрастом гранулитов. В такой интерпретации возраст по верхнему пересечению также отвечает реальному геологическому событию, по-видимому, раннему этапу метаморфизма. На ту же дискордию попадают также цирконы из гранулитов мыса Калтыгей [Бибикова и др., 1987], расположенного в 100 км к северо-востоку от Приольхонья. Их геологическое положение не вполне определено из-за изолированного характера выхода.

Таким образом, если при изучении гранулитовых цирконов из линейно-складчатой зоны получены результаты, указывающие на отсутствие следов более древнего (раннепротерозойского или архейского) этапа метаморфизма, то цирконы из пород гнейсово-купольной зоны свидетельствуют о присутствии здесь переработанного раннепротерозойского субстрата. Интересно, что в двух фракциях циркона из пр. АЦ-414 фиксируется отклонение в сторону еще более древних значений: проведенная через них дискордия давала бы верхнее пересечение с возрастом 2175 млн. лет. В этом биотит-гранатовом гнейсе видны реликты порфировой структуры, и, по-видимому, циркон, кроме возраста первого метаморфизма (около 1900 млн. лет), сохраняет реликтовые датировки, подтверждающие значительно более ранний возраст внедрения первоначального плагиопорфира.

При суммировании данных, полученных четырьмя изотопными методами датирования, выявляется следующая картина геологического развития Приольхонья. Поскольку в дометаморфических базитах и всех типах метаморфических пород из линейно-складчатых зон Приольхонья изотопные исследования не обнаруживают реликтов и признаков раннепротерозойских образований, следует признать, что накопление вулканогенно-осадочных толщ и внедрение габброидов происходило в кембрии, а возможно и в венде (≥ 530 млн. лет), а метаморфизм и синметаморфическое гранитообразование – в раннем ордовике (~ 490 млн. лет). Этот вывод подтверждается петрологическими данными об одноактном проявлении зонального метаморфизма пород и отсутствии в них наложенного диафореза. K-Ar датировки, отвечающие интервалу 450–410 млн. лет, фиксируют либо окончание метаморфизма и время остывания пород, либо отражают какое-то более молодое постметаморфическое термальное событие, например, внедрение нефелиновых сиенитов Тажеранского массива, окруженных ореолом гипабиссальных роговиков, которые

наложены на регионально метаморфизованные породы [Конев, Самойлов, 1974] . Исходя из этих данных, вся складчатая система Приольхонья должна быть отнесена к каледонидам.

Вместе с тем геологическая история пород гнейсово-купольных зон, составляющих ядра антиклинориев единой складчатой системы Приольхонья, оказалась гораздо более сложной. Изотопными методами в них обнаруживается реликтовый раннепротерозойский субстрат, интенсивно переработанный в каледонскую эпоху. Его возраст, определяемый по верхнему пересечению дискордии (1890 ± 25), хорошо совпадает с возрастом низкотемпературного метаморфизма кислых эффузивов Сарминского зеленокаменного пояса и внедрением синметаморфических гранитов (1870–1930 млн. лет) в пограничном с Приольхоньем Приморском хребте [Бибикова и др., 1987]. Время каледонской переработки, определенной по нижнему пересечению дискордии (465 ± 70 млн. лет), в пределах точности измерений совпадает с временем каледонского прогрессивного метаморфизма, определенного по гранулитам (490 ± 10 млн. лет).

Нужно подчеркнуть, что реликтовые цирконы с раннепротерозойскими датировками были найдены исключительно в ядрах куполов (гранито-гнейсы, мигматиты); они ни разу не встречены в породах оболочки куполов. По-видимому, реликтовые цирконы можно рассматривать как следы переработанного раннепротерозойского протолита, в то время как сами гранито-гнейсовые купола (их вещество и собственно купольная структура) имеют раннепалеозойский возраст. В сумме эти данные позволяют предполагать существование древнего, раннедокембрийского цоколя, погребенного под покровными аллохтонами раннепалеозойских метаморфитов. Достаточно очевидно и то, что этот цоколь должен обладать характеристиками коры континентального типа – иначе трудно себе представить саму возможность возникновения гранито-гнейсовых куполов.

Если принципиальная картина геологических событий в Приольхонье, следующая из результатов изотопных исследований, ясна, то полного согласования собственно геологических и изотопных данных еще нет. Так, гнейсы куполов, несмотря на древний возраст циркона в них, мы не можем отделить от разреза перекрывающих их толщ, поскольку между ними не обнаруживается явного геологического и метаморфического несогласия. Общий уровень метаморфизма тех и других в их контактах одинаков, и они имеют общую структурную историю. С целью увязки всех данных можно предположить, что степень раннепротерозойского метаморфизма была ниже каледонского, и поэтому каледонский метаморфизм и гранитообразование полностью переработали древний субстрат, так что древние датировки сохранились лишь в цирконах. Однако это предположение нуждается в дополнительной геологической аргументации.

Детальное картирование площади Ольхонского региона (западная часть террейна) и структурный анализ позволяют определить тектоническую позицию гранитов и гранито-гнейсовых ареалов, морфологию гранито-гнейсовых куполов, соотношения купольного тектогенеза и других типов коллизионных деформаций [Федоровский и др., 1993, 1995]. Картируемый разрез Ольхонского террейна отражает, как оказалось, не исходную стратификацию, а комбинацию тектонически наложенных пакетов покровных пластин (см. колонку на рис. 3.2). Шошониты занимают здесь верхнюю позицию, а образованные ими тектонические покровы пе-

рекрывают другие покровные пластины, в строении которых участвуют породы толеитовой серии [Федоровский и др., 1995].

Пластические и хрупкие деформации региона (по отношению ко времени проявления регионального метаморфизма) можно объединить в три группы.

Самые ранние, дометаморфические деформации практически не сохранились и здесь не рассматриваются. Очевидно, однако, что дометаморфическая структурная история могла быть достаточно насыщенной, так как первые реально документируемые здесь деформации отвечают уже максимуму метаморфизма в каждой конкретной зоне, а в геодинамическом плане – этапу обдукции аллохтонов на цоколь террейна. И то, и другое позволяет уверенно предполагать реализацию каких-то деформаций, предшествовавших этим событиям.

Самые поздние в регионе деформации – постметаморфические – весьма интенсивны, многообразны и относятся к новейшему этапу формирования рифтовой системы Байкала (из рассмотрения они исключены, так как не относятся к теме данной работы).

Наконец, группа синметаморфических деформаций. Она получила тотальное развитие. По своей природе синметаморфические деформации Ольхонского региона могут быть определены как коллизионные. Они формируют три последовательно сменявших друг друга парагенезиса: покровный, купольный и сдвиговый (рис. 3.7, 3.8).

Коллизионный тектогенез		Структурные элементы					
Этапы коллизии	Структурные парагенезисы	<i>D</i> деформации	<i>F</i> складки	<i>S</i> сдвиговая зональность	<i>L</i> линейность	<i>B</i> шарниры	<i>AS</i> осевые поверхности
Коллизия террейно-континент	Сдвиговый парагенезис	D_1^3	F_6			$B_6 \rightarrow$	$AS_6 \rightarrow$
		D_1^2	F_5			$B_5 \uparrow$	$AS_5 \uparrow$
		D_1^1	F_4	S_4	$L_4 \rightarrow$	$B_4 \uparrow$	$AS_4 \uparrow$
Купольный парагенезис							
Коллизия дуга – террейн	Покровный парагенезис	D_1^3	F_3	S_3	$L_3 \uparrow$	$B_3 \rightarrow$	$AS_3 \uparrow$
		D_1^2	F_2	S_2		$B_2 \rightarrow$	$AS_2 \uparrow$
		D_1^1	F_1	S_1	L_1	$B_1 \rightarrow$	$AS_1 \rightarrow$
Дометаморфические деформации				S_n			

Рис. 3.7. Последовательность синметаморфических складчатых деформаций и основные структурные элементы коллизионной системы Ольхонского террейна ([Федоровский и др., 1995] с дополнениями)

Стрелки показывают преобладающее субвертикальное или субгоризонтальное положение линейности, шарниров и осевых поверхностей

3.3. Покровный парагенезис (докупольные структурные композиции)

Покровный парагенезис возник в результате трех последовательно наложенных друг на друга этапов деформаций, формирующих сложнейший узор интегральной структуры. Самые ранние из них представлены пакетами лежащих изоклинальных

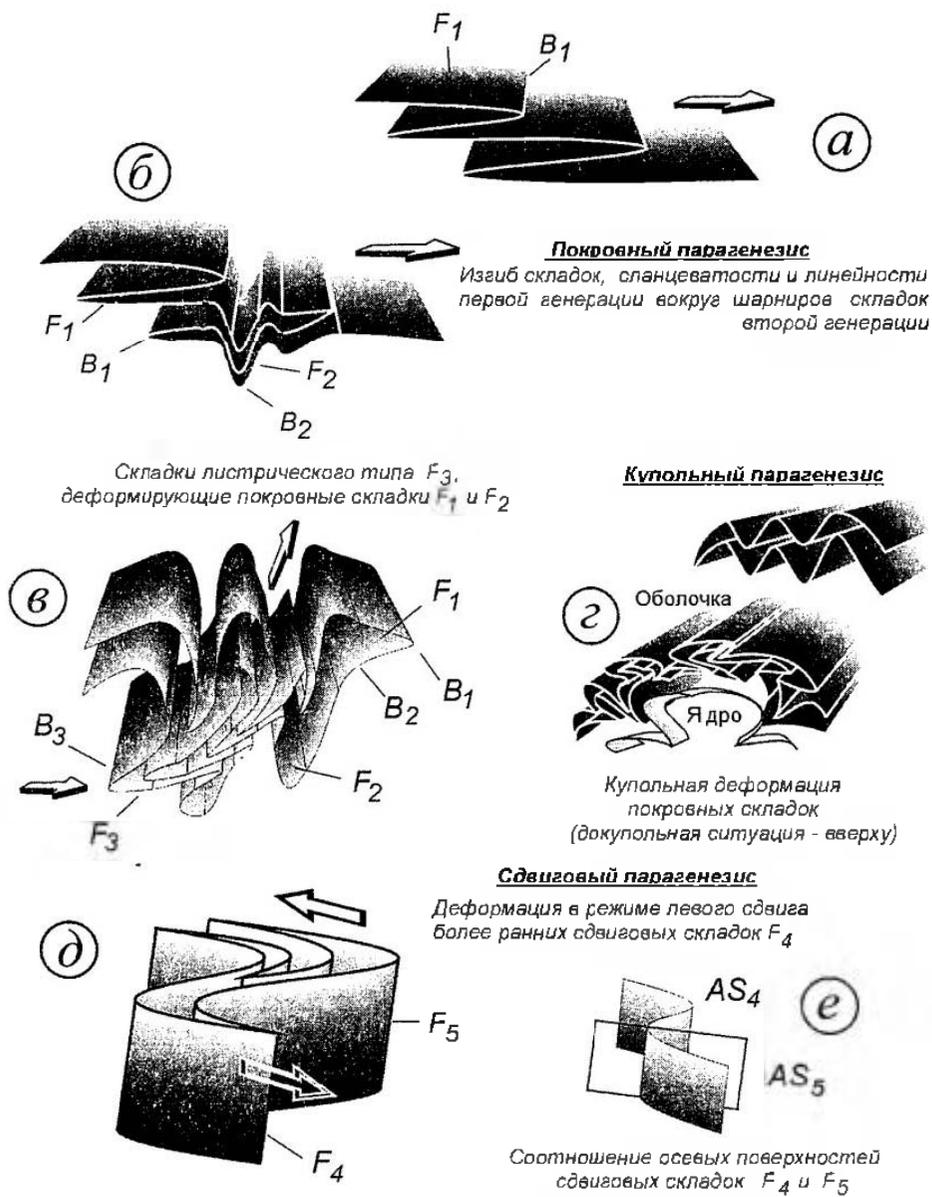


Рис. 3.8. Типовые рисунки синметаморфических коллизионных структур [Федоровский, 1997]

складок с субгоризонтальными шарнирами и такими же осевыми поверхностями, с соответствующим расположением сланцеватости и минеральной линейности [Федоровский и др., 1993]. Формирование последних отвечает максимуму метаморфизма в каждой конкретной зоне.

Непосредственно вслед за возникновением складок первой генерации происходит их повторная деформация. Пакеты ранних складок, сланцеватость и линейность изгибаются вокруг шарниров складок второй генерации. Последние обладают субвертикальными осевыми поверхностями, но такими же, как и в первом случае, субгоризонтальными шарнирами. Формируется новая сланцеватость, выраженная, однако, теми же минералами, которые были характерны и для первого этапа деформаций. Петрологические данные показывают, следовательно, что между первым и вторым этапами деформаций изменений термодинамических параметров не произошло. Важно отметить, что хотя складчатые структуры первого и второго этапов внешне резко различны, они все же коаксиальны и формировались в едином поле напряжений. По всем признакам, возникновение такого типа структур отражает режим формирования синхронных с метаморфизмом глубинных тектонических покровов. Покровный парагенезис завершается образованием систем листрического типа [Кацура, Федоровский, 1996]. Они образуют локальные, но часто повторяющиеся зоны, узкие в плане (сотни метров), но обладающие большой протяженностью (десятки километров). Складчатые формы этого этапа наблюдаются нечасто. Они деформируют складки более ранних генераций, обладают сложной морфологией, имеют субгоризонтальные шарниры и субвертикальные осевые поверхности. Обычно же структуры этого этапа устанавливаются по развитию зон бластомилонитовой полосчатости и сланцеватости, линейности растяжения, имеющей субвертикальную ориентировку.

В целом, параметры метаморфизма для всех трех первых этапов деформаций оставались постоянными, и это позволяет предположить, что смена полей напряжений происходила достаточно быстро и непрерывно (без остановок). При этом если два первых этапа отражают в «чистом виде» эпизоды покровного тектогенеза, то третий этап свидетельствует об изменении траектории выдвигания глубинных покровов и их вовлечении в зоны пластических листрических разломов [Кацура, Федоровский, 1996]. Это свидетельствует о начавшемся перемещении глубинных покровов в более верхние горизонты коры.

В целом покровный тектогенез имеет региональное развитие. Такие же масштабы свойственны и более позднему (но тоже синметаморфическому) сдвиговому тектогенезу. В отдельных локальных зонах мощно проявлен еще и купольный тектогенез, хронологический интервал которого попадает между эпизодами покровного и сдвигового характера. Такова общая схема, подтвержденная полевыми наблюдениями. Вместе с тем на значительной части площади, где следов купольного тектогенеза нет, покровные и сдвиговые деформации непосредственно следуют друг за другом – без сколько-нибудь заметного перерыва. Для того чтобы позиция генетически различных деформаций была более понятна, целесообразно рассмотреть результаты изучения соотношений покровных и сдвиговых деформаций на одном из опорных участков [Добржинецкая и др., 1992], расположенном на каменном плато у побережья Байкала (рис. 3.9).

Степень обнаженности по горизонтали и по вертикали близка здесь к 100%. Мы называем это место Нутгейским полем кварцитов и мраморов (по географическому пункту Нутгей). Путем детального геологического картирования (на основе аэрофотоснимков масштаба 1:5000 с высокой степенью дешифрируемости) здесь установлена система крупных лежащих складок и пакетов покровных пластин, образованных в

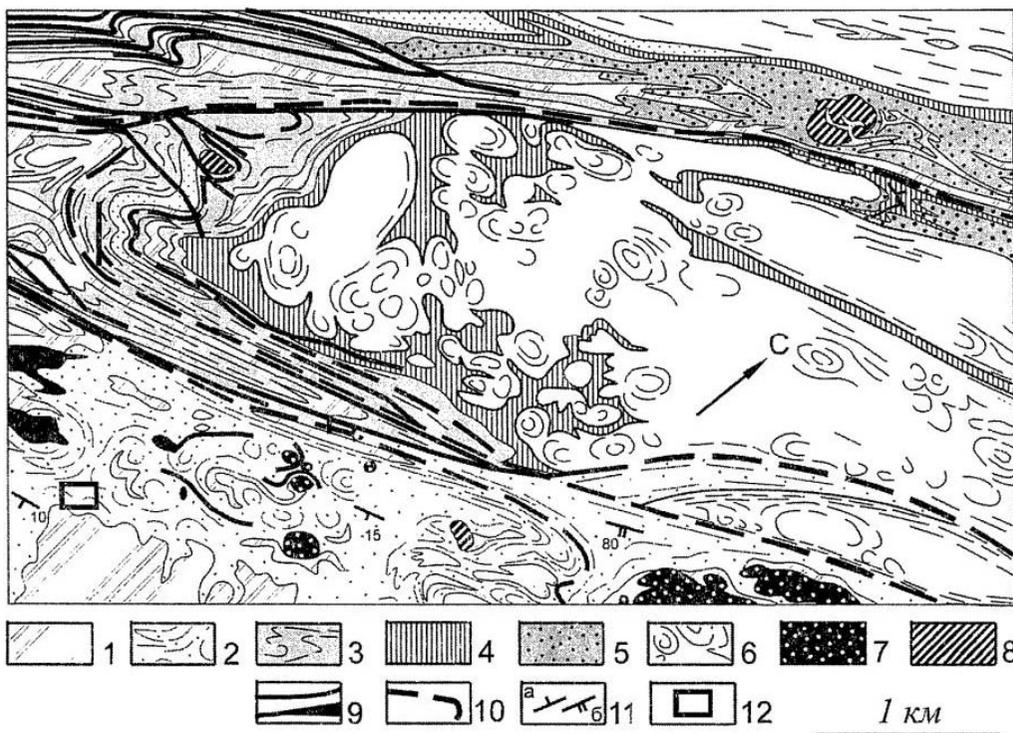


Рис. 3.9. Геологическая карта района Нутгей–Харикта (реликты тектонического покрова, сохранившиеся среди зон развития более поздних купольных и сдвиговых деформаций)

1 – мраморы верхнего горизонта; 2 – кварциты; 3 – силикатно-карбонатные гнейсы и кварциты; 4 – мраморы нижнего горизонта; 5 – амфиболиты; 6 – гранито-гнейсы, мигматиты, мигматизированные биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы; 7 – метагабброиды и метапироксениты; 8 – метадуниты; 9 – синметаморфические гранитоиды, маркирующие зоны пластических сдвигов и надвигов; 10 – бластомилолиты зон пластических сдвигов; 11 – преобладающая ориентировка сланцеватости: а – S_1 , б – S_2 ; 12 – расположение участка детальных работ и отбора ориентированных образцов

основном кварцитами и мраморами, реже карбонатно-силикатными гнейсами, амфиболитами, метагабброидами и другими породами. Лежачие складки деформированы куполами, гранито-гнейсовые ядра которых вскрыты только в северо-восточной (за пределами площади, ограниченной картой) и северной частях поля, а также многочисленными узкими синметаморфическими сдвиговыми зонами, переработавшими и купола, и лежачие складки, и пакеты покровных пластин. Интегральный структурный рисунок оказывается настолько сложным, что даже в условиях великолепной обнаженности Ольхонского региона без применения методов структурного анализа он с трудом поддается расшифровке.

Рассмотрим соотношения надвиговых и сдвиговых синметаморфических деформаций. Именно их анализ раскрывает прогрессивный характер дислокационного

процесса, позволяет расшифровать траекторию тектонического транспорта. Результаты получены при изучении внутреннего строения одной из таких покровных пластин, деформированной затем в режиме сдвига. Подобная последовательность син-метаморфических деформаций типична для региона. Основное внимание при этом было уделено структурному изучению кварцитов.

Основные этапы тектонических деформаций

Кварциты Нутгейского поля чаще всего ассоциируют с мраморами, но кроме этих пород в пределах поля присутствуют:

1. Метагабброиды и металипоксениты составляющие как мелкие, так и крупные блоковые тела;

2. Гранито-гнейсы, мигматиты, мигматизированные биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, участвующие в строении ядер куполов и формирующие наиболее крупные антиклинорные зоны;

3. Двуслюдяные и диопсидсодержащие силикатно-карбонатные гнейсы, пространственно и структурно тесно ассоциирующие с кварцитами и мраморами Нутгейского поля и нередко замещающие их по простиранию;

4. Амфиболиты и мраморы, иногда разделенные горизонтом кварцитов и расположенные между гранито-гнейсами ядер куполов и собственно кварцито-мраморной ассоциацией Нутгейского поля.

Кварциты и мраморы изученного домена составляют единую аллохтонную пластину, полого погружающуюся в юго-восточном направлении. В целом, как упоминалось выше, метаморфизм имеет региональный характер. Его ореол характеризуется зональностью от зеленосланцевой до гранулитовой фации. В пределах Нутгейского поля породы изменены в условиях амфиболитовой фации (изограда силлиманита). Внутри Нутгейского покрова установлено два главных этапа деформаций, осуществлявшихся в синметаморфических условиях. Ранний из них был вызван надвиговыми перемещениями, а поздний связан с формированием системы крутых сдвигов от субширотного до северо-восточного простирания. С каждой из этих разноплановых деформаций связано образование соответствующих систем складок, сланцеватости и минеральной линейности, создающих сложную систему суммарных петроструктурных и структурных элементов.

Ранний этап – D_1 (счет деформаций здесь – условный, отвечающий материалу только этого участка). Ранняя складчатость представлена пакетами лежащих изоклиных складок F_1 разного масштаба с длиной волны от первых единиц до десятков метров. Вдоль их осевых плоскостей развита сланцеватость S_1 , выраженная в ориентировке мусковита, графита и кварца и хорошо сохранившаяся только в кварцитах, где она совпадает с общим тектоническим уплощением Нутгейского покрова (рис. 3.10а). Сланцеватость S_1 была сформирована в течение прогрессивной деформации. Об этом свидетельствует ее двойственное положение по отношению к складкам F_1 : на ранней стадии образования складок развивается слабая сланцеватость осевой плоскости, которая по мере дальнейшего сжатия, приводящего к расплющиванию замковых частей, оказывается наложенной на эти складки, сохраняя на всем протяжении ориентировку, согласованную с уплощением аллохтона.

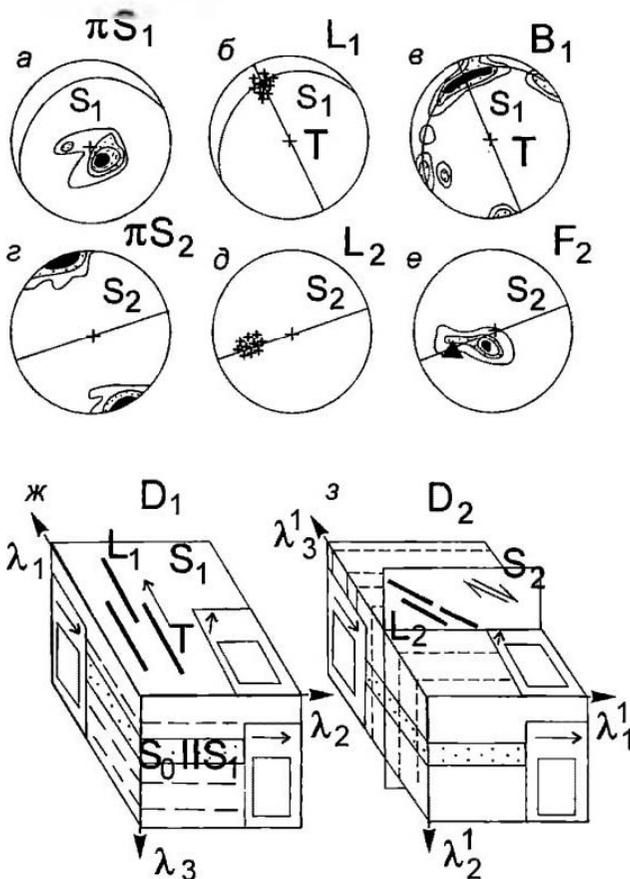


Рис. 3.10. Диаграммы линейных и плоскостных элементов и блок-диаграммы для надвигового и сдвигового этапов деформации [Добрыжинская и др., 1992]

а – диаграмма полюсов сланцеватости S_1 (изолинии проведены через 2–6–10–14%, количество замеров – 50); *б* – диаграмма линейности L_1 (крестики); Т – траектория перемещения Нутгейского покрова, S_1 – положение плоскости сланцеватости (среднее значение); *в* – диаграмма шарниров складок F_1 ; Т и S_1 – то же, что на диаграмме *б* (изолинии проведены через 2–4–10%, количество замеров – 50); *г* – диаграмма полюсов сланцеватости S_2 (изолинии проведены через 2–6–15%, количество замеров – 100); *д* – диаграмма линейности L_2 ; S_2 – положение синдвиговой сланцеватости; *е* – диаграмма шарниров складок F_2 ; черным треугольником обозначено среднее положение линейности L_2 (изолинии проведены через 2–4–6–8%, количество замеров – 50); *ж* – блок-диаграмма надвигового этапа деформации D_1 в координатах $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ эллипсоида конечной деформации; *з* – блок-диаграмма сдвигового этапа деформации D_2 в координатах $\lambda_1', \lambda_2', \lambda_3'$ эллипсоида конечной деформации. Все диаграммы построены на верхней полусфере сетки Вульфа. На блок-диаграммах показаны главные структурные элементы, направление перемещения пластин, а также расположение ориентированных шлифов

Шарниры складок F_1 и параллельная им бороздчатость, созданная пересечением сланцеватости S_1 и слоистости S_0 , имеет неустойчивую ориентировку. На диаграмме (рис. 3.10в) они создают поле рассеивания по дуге большого круга, которое совпадает с положением среднего значения плоскости S_1 , рассчитанной по концентрации

полюсов ее локальных замеров (см. рис. 3.10а). Анализ этих диаграмм показывает, что главный максимум шарниров B_1 соответствует погружению в направлении падения Нутгейского покрова, в то время как часть шарниров складок этой же генерации ориентирована косо и перпендикулярно к этому направлению.

Особую позицию занимает минеральная линейность, выраженная в ориентировке агрегатов графита и отдельных зерен кварца. Она локализуется в плоскости S_1 на пересечении дуги большого круга с направлением падения пластины, совпадая с главным максимумом шарниров B_1 (рис. 3.10б). Геометрические соотношения линейных и плоскостных элементов и характер текстуры указывают на то, что в породах Нутгейского покрова развиты L-S-тектониты. При этом поперечная линейность L_1 относится к «а»-кинематическому типу, который, по многочисленным данным [Добржинская, 1989; Миллер, 1989; Bryant, Reed, 1969; Harris et al., 1983; Hooper, 1968; Voll, 1960; Williams, 1978], отражает траекторию и направление перемещения тектонических пластин. В то же время шарниры складок F_1 , которые представляют собой «в»-кинематическое направление, ориентированы как параллельно «а»-кинематической линейности, так и перпендикулярно к ней, сохраняя вариации между этими направлениями.

Поздний этап – D_2 . Деформация этого этапа характеризуется широким развитием разномасштабных зон пластических сдвигов, осуществлявшихся в субвертикальных плоскостях востоко-северо-восточного простирания. Эта наиболее контрастная деформация, ответственная за формирование общего современного структурного плана всего Ольхонского региона, затушевывает, а иногда и полностью уничтожает следы его первоначального покровного строения. С ней связано формирование интенсивной региональной крутоориентированной сланцеватости – вся территория оказывается как бы нарезанной на субвертикальные макро- и микролитоны большой протяженности, между которыми в виде реликтов сохраняются участки первичного покровного строения.

Элементы сдвиговой деформации этапа D_2 проявлены практически в любой точке пестрых по составу метаморфических пород Приольхонья – то в виде крутой, от субширотной до северо-восточной сланцеватости S_2 (рис. 3.10г), то в виде зон супермилонитов, сочетающихся с разномасштабными вертикальными асимметричными складками F_2 и наклонной линейностью L_2 . В Нутгейском кварцитовом поле минеральная линейность L_2 представлена переориентированными зернами кварца, слюд и графита, удлинение которых на диаграмме (рис. 3.10д) формирует четкий максимум, погружающийся на восток под углом 30–45°.

Складки F_2 характеризуются субвертикальными осевыми плоскостями, вдоль которых развивается региональная сланцеватость S_2 . Эта сланцеватость так же, как в случае раннего надвигового этапа деформации, занимает двойственную позицию по отношению к складкам. Она отражает прогрессивную деформацию, приводящую в итоге к развитию зон, где замковые части складок F_2 оказываются раздавленными и смещенными относительно друг друга. Шарниры складок и параллельная им бороздчатость, как правило, имеют субвертикальную ориентировку, но в то же время часть из них характеризуется наклонным положением, создавая на диаграмме (рис. 3.10е) поле рассеивания, перекрывающее область концентрации точек минеральной линейности L_2 . Главные максимумы линейности L_2 и шарниров складок F_2 при этом оказываются наклоненными друг к другу под углом 45°. Рассматривая эти соот-

ношения в системе координат кинематических осей, мы сталкиваемся с тем же явлением, что и в раннем этапе деформаций. Шарниры складок, определенные как «в»-кинематическое направление, стремятся к совмещению с «а»-линейными структурами, отражающими в данном случае направление растяжения материала.

Общий анализ геометрии структурных элементов надвигового и сдвигового этапов деформации Нутгейского покрова показывает, что их главной особенностью являются широкие вариации ориентировок шарниров сингенетичных складок F_1 и F_2 при постоянной субгоризонтальной ориентировке осевых плоскостей первых и субвертикальной – вторых. Согласно классическому структурному анализу Б. Зандера [Sander, 1934], Ф. Тернера и Л. Вейса [Turner, Weiss, 1963], в котором главной аксиомой является симметрия плоскости движения, определяемая статистическими данными по ориентировке шарниров складок и параллельной им линейности вместе с другими данными по текстурам, среди каждой группы выделенных нами складок можно было бы вычленить еще несколько дополнительных этапов деформации, придав им региональное значение. В то же время аксиоме Б. Зандера здесь противоречит постоянство ориентировок осевых плоскостей каждой из двух генераций складок, а также то обстоятельство, что структурные элементы, соответствующие по своей морфологии «а»-структурам, оказываются в «а»-кинематическом положении.

Выход из этих противоречий возможен с использованием модели механизма простого сдвига, где на фоне касательных напряжений возможно не только формирование линейности растяжения, но и одновременное искажение ориентировок шарниров сингенетичных складок за счет вращения. Эта модель была предложена Д. Сандерсоном [Sanderson, 1973] и дополнена работами других авторов [Escher, Watterson, 1974] для объяснения поперечной складчатости и линейности в областях покровного тектогенеза. Они привели примеры использования этой модели для таких ситуаций, когда аллохтонные пластины имеют небольшой угол наклона при условии развития в них L-S-тектонитов. Указанные варианты альтернативны модели чистого сдвига, согласно которой «в»-кинематические оси располагаются только параллельно фронтальным зонам аллохтонных пластин в течение всей деформационной истории.

Очевидно, что для определения механизма деформации пород, образующих Нутгейский покров, необходимо рассмотреть вопрос о генезисе минеральной линейности. Только после того как будет доказана ее принадлежность линейности растяжения, она может служить надежным маркером траектории тектонического транспорта.

Генезис минеральной линейности

Для выяснения условий формирования минеральной линейности были проведены микроструктурные исследования кварцитов, включающие изучение морфологии деформированных зерен кварца, предпочтительных ориентировок его (с) и (а) осей, определение систем трансляции. Изученные образцы отобраны на двух участках, соответствующих минимальному и максимальному проявлению сланцеватости S_2 , связанной с поздней сдвиговой деформацией. Они были предварительно ориентированы, а затем распилены в трех взаимно перпендикулярных сечениях относительно ранней и поздней сланцеватости. Для надвиговой деформации мы используем систему

координат $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ при $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$, а для сдвиговой – $\lambda^1_1, \lambda^1_2, \lambda^1_3$ при $\lambda^1_1 > \lambda^1_2 > \lambda^1_3$ эллипсоида конечной сдвиговой деформации [Ramsay, 1967].

1. Микроструктурный анализ кварцитов в зоне надвиговых деформаций. В шлифах кварцит выглядит как почти мономинеральная порода с примесью графита и мусковита. Кварц представлен необластами полигональной формы (0,2–0,3 мм), создающими мозаичную текстуру, на фоне которой сохраняются слегка удлиненные зерна порфиорокlast более крупного размера (0,3–0,5 мм). Графит и мусковит (0,2–0,3 мм) создают четкую ориентировку, маркирующую поверхность плоскости S_1 . Удлинение кварца и графита наиболее отчетливо распознается в сечении λ_1, λ_2 , соответствующем плоскости надвиговых перемещений. На розе-диаграмме (рис. 3.11а) часть длинных осей кварца концентрируется в направлении 300–310° северо-запад – 120–130° юго-восток, а максимальное удлинение графита отклоняется от этой траектории на 20–30° (рис. 3.11б). В целом направление удлинения кварца и графита в шлифах хорошо коррелируется с направлением погружения линейности, измеренной в обнажениях. Другая часть зерен кварца характеризуется сильным удлинением в субширотном направлении, совпадающем с ориентировкой линейности L_2 , что свидетельствует о присутствии здесь следов наложенной сдвиговой деформации позднего этапа.

Ориентировка <c>-осей кварца. Предпочтительные ориентировки <c>-осей, измеренные в трех взаимно перпендикулярных шлифах, соответствующих главным

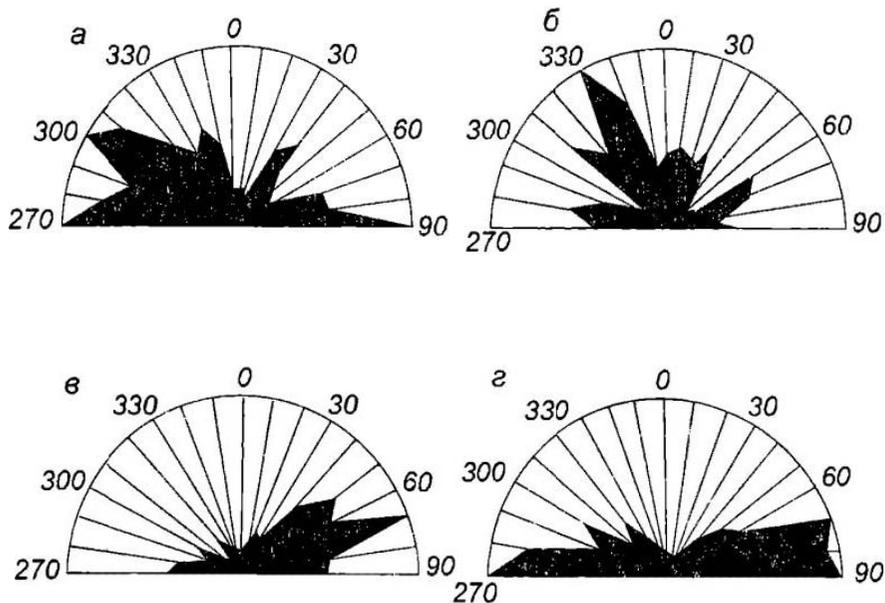


Рис. 3.11. Розы-диаграммы распределения длинных осей зерен

а, в – кварца, б, г – графита; диаграммы построены по замерам зерен из шлифов, отобранных: а, б – в надвиговой зоне, в, г – в сдвиговой зоне; количество замеров на каждой из диаграмм – 150 [Добрыжинская и др., 1992]

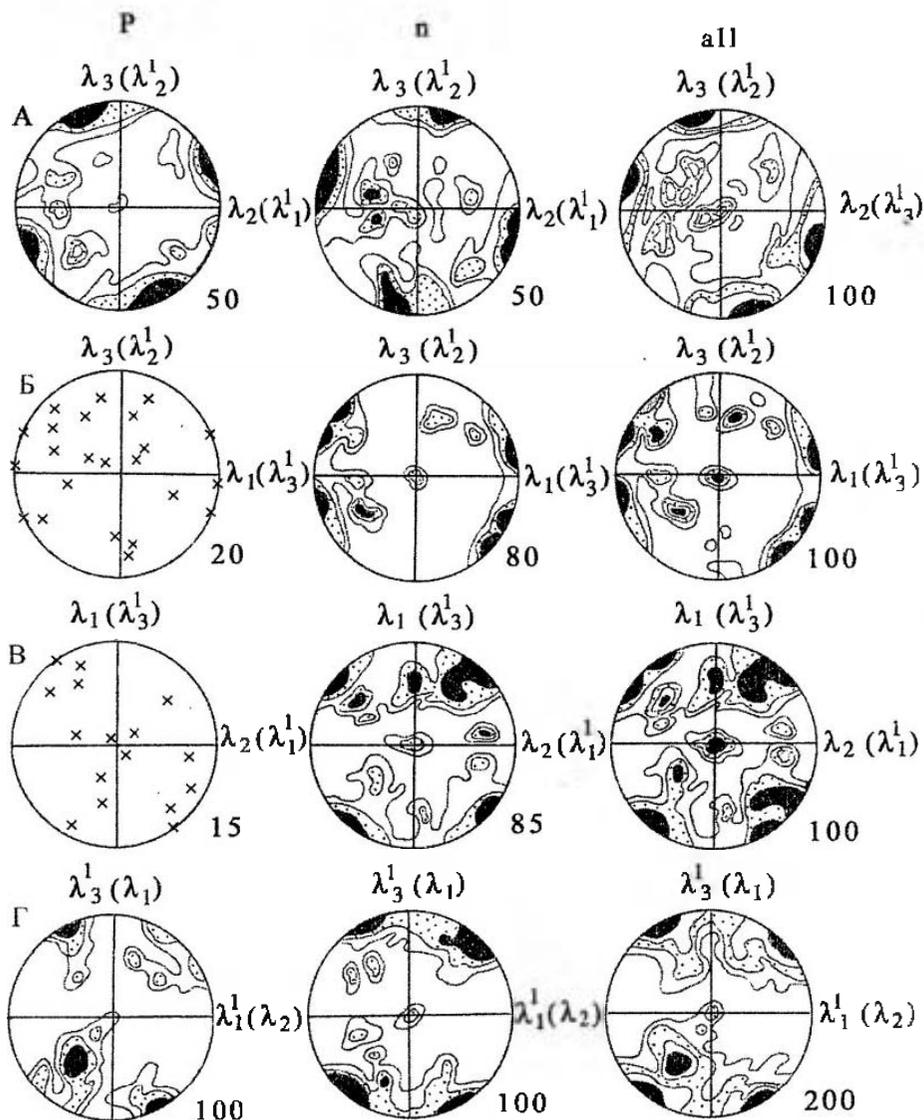


Рис. 3.12. Диаграммы петроструктурных узоров $\langle c \rangle$ -осей кварца
из кварцитов Нутггейского поля деформаций [Добрынецкая и др., 1992]

А–В – в зонах надвиговой, Г – сдвиговой деформаций; в колонках – предпочтительные ориентировки порфиорокласт (Р), необласт (n) и суммарно $\langle c \rangle$ -осей кварца всех зерен (all); изолинии проведены через 3–5–7–13%; количество замеров указано в правом нижнем углу каждой диаграммы

сечениям эллипсоида конечной деформации, приведены на рисунке 3.12А–В, где они представлены отдельно для порфиорокласт, необласт и в виде суммарных диаграмм. Все петроструктурные узоры по характеру симметрии отвечают узору «Г»-типа.

В экспериментальных условиях эти узоры были получены при температуре около 800°C при медленных скоростях деформации, когда активной становится система скольжения по плоскости положительного ромбоздра « r » в направлении $\langle 1120 \rangle$ при заметном вкладе в деформацию процессов динамической рекристаллизации [Greep et al., 1970]. При этом $\langle c \rangle$ -оси кварца стремятся расположиться двумя парными максимумами, симметричными относительно оси максимального сжатия σ_1 (λ_3), которые объединяются двумя малодуговыми поясами. В то же время плоскости положительного ромбоздра оказываются ориентированными параллельно оси σ_1 (λ_3).

В исследованных образцах подобные соотношения наиболее хорошо видны в сечении $\lambda_3\lambda_1$, отвечающем сечению λ^1_2, λ^1_3 (см. рис. 3.12Б), которое наиболее благоприятно для восстановления характера деформации кварца в условиях поздней сдвиговой деформации этапа D_2 (см. рис. 3.10з). Из диаграммы на рисунке 3.12Б видно, что парные максимумы $\langle c \rangle$ -осей komponуются симметрично к оси λ^1_3 и сопровождаются дополнительным рассеиванием точек по дугам малых кругов. Это означает, что узор « r »-типа сформировался в условиях поздней сдвиговой деформации.

Деформации кварца, отвечающие собственно надвиговому этапу, в условиях интенсивного проявления узора « r »-типа, сохраняются лишь в виде фрагментов реликтовых узоров « c »-типа, которые в сечениях $\lambda_1\lambda_2$ и $\lambda_3\lambda_1$ практически не распознаются из-за наложения двух узоров друг на друга. Только в сечении $\lambda_1\lambda_2$, где часть $\langle c \rangle$ -осей имеет вертикальную ориентировку, концентрируясь в центре диаграммы, узор « c »-типа проявляется наиболее отчетливо в комбинации с наложенным узором « r »-типа (см. рис. 3.12В).

В экспериментальных условиях ориентировки « c »-типа были получены при $T \sim 500^{\circ}$ при высоких скоростях деформации и низком значении $\epsilon = 25\%$, когда пластическое течение варца осуществляется путем скольжения базисной плоскости (0001) в любом из направлений $\langle a \rangle$ [Tullis et al., 1973]. В таком случае $\langle c \rangle$ -оси кварца стремятся расположиться параллельно направлению максимального сжатия σ_1 (λ_3). Именно такие соотношения можно видеть на диаграмме рисунка 3.12В. Центральный единичный максимум $\langle c \rangle$ -осей совпадает с направлением λ_3 , т.е. с самой короткой осью эллипсоида конечной деформации, соответствующей положению оси максимального сжатия σ_1 . Иными словами, такой тип ориентировки $\langle c \rangle$ -осей указывает на субгоризонтальное положение базисных плоскостей (0001), которые располагаются параллельно плоскости тектонического уплощения Нутгейского покрова.

Зная, таким образом, положение базисных плоскостей кварца, важно выяснить, по какой из осей $\langle a \rangle$ осуществлялась трансляция. Совпадает ли направление скольжения в кристаллах с направлением макроскопической линейности L_1 и удлинением этого минерала, выявленным в главном сечении $\lambda_1\lambda_2$ при изучении шлифов?

Ориентировка $\langle a \rangle$ -осей кварца. Для решения этой задачи были выбраны те кристаллы кварца, базальные плоскости которых расположены параллельно плоскости надвиговых перемещений. Измерения проводились в полированной с двух сторон пластинке кварцита толщиной 0,1 мм, вырезанной с учетом ориентировки образца в пространстве. Пластинка была предварительно протравлена в концентрированной плавиковой кислоте в течение 40 мин. Затем под микроскопом были выделены зерна кварца, имеющие характерные фигуры травления в виде трехгранных пирамид, которые отвечают сечениям (0001). С помощью традиционных методик по этим фигурам было определено положение $\langle a \rangle$ -осей кварца в пространстве, их полярность в

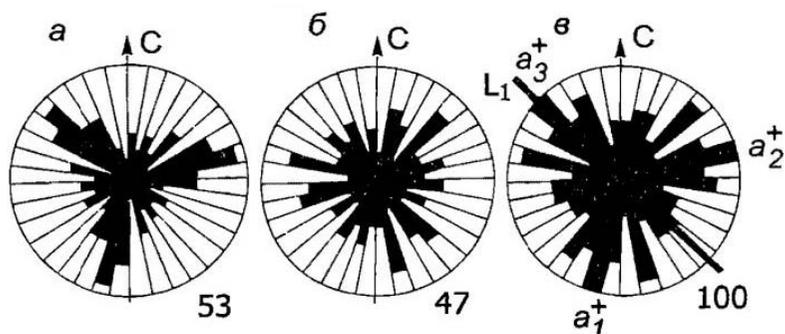


Рис. 3.13. Диаграммы распределения $\langle a \rangle$ -осей кварца,

деформированного по системе скольжения (0001) [Добрынинская и др., 1992]

a – диаграмма $\langle a \rangle$ -осей левого кварца (монокристаллы и двойники); *б* – диаграмма $\langle a \rangle$ -осей правого кварца (монокристаллы и двойники); *в* – суммарные диаграммы $\langle a \rangle$ -осей кварца; черной линией показана траектория ранней линейности L_1 ; количество замеров указано в правом нижнем углу каждой диаграммы

монокристалльных и сдвойникованных по дофинейскому закону индивидах левого и правого кварца. Из 100 измеренных зерен 53 были отнесены к левой модификации и 47 – к правой.

На диаграммах левого кварца максимумы концентраций $\langle a \rangle$ -осей занимают следующую позицию: северо-западный квадрант – 315° , северо-восточный – 75° и юго-западный – 195° (рис. 3.13*а*). На диаграммах правого кварца (рис. 3.13*б*) максимумы концентрации $\langle a \rangle$ -осей соответственно ориентированы: в северо-западном квадранте – 290° , в северо-восточном – 50° и в юго-западном – 200° . На суммарной диаграмме (рис. 3.13*в*) максимумы концентраций осей a_3^+ располагаются в северо-западном квадранте – 320° , a_2^+ в северо-восточном – 80° и a_1^+ в юго-западном – 200° .

Наиболее важной для интерпретации является позиция оси a_3^+ , лежащей в северо-западном квадранте диаграммы. Ее координаты соответствуют направлению траектории ранней линейности L_1 и положению длинных осей кварца в плоскости $\lambda_1\lambda_2$ эллипсоида конечной деформации. Если плоскость главного сечения эллипсоида $\lambda_1\lambda_2$ соответствует плоскости надвиговых перемещений, то в ходе пластической деформации плоскости внутрикристаллической трансляции кварца стремятся расположиться параллельно этой плоскости. Направление скольжения a_3^+ в этих кристаллах должно быть близким к траектории растяжения материала (т.е. практически совпадает с положением λ_1), которая маркирует направление перемещения пластин. Именно такая картина подтверждается изучением ориентировок $\langle a \rangle$ -осей кварца по фигурам травления.

Результаты исследований позволяют предполагать, что узор $\langle c \rangle$ -типа является действительно реликтовым узором, отражающим пластическую деформацию кварца путем внутрикристаллической трансляции по системе скольжения (0001), $\langle 1120 \rangle$, которая обычно становится активной при низких температурах и высоких скоростях деформации.

Дополнительным доказательством того, что кварц был деформирован в низкотемпературных условиях, свидетельствует также тригональная симметрия диаграмм распределения $\langle a \rangle$ -осей кварца (см. рис. 3.13), отвечающая симметрии низкотемпературного α -кварца. При этом можно утверждать, что характер симметрии не мог быть искажен за счет дофинейского двойникования, так как количество видов, двойникованных по этому закону, в исследованных образцах невелико.

2. Микроструктурный анализ кварцитов в зоне сдвиговых деформации. По характеру микростроения эти образцы кварцитов отличаются от вышерассмотренных только размерами порфирокласт (0,5–1,5 мм) и большим количеством структур полос излома, приуроченных к крупным кристаллам кварца извилистой, слегка удлиненной формы. Удлинение зерен кварца и графита в сечении, параллельном λ^1_1, λ^1_2 , формирует два близких к субширотному направлению максимума (см. рис. 3.11в, з), которые полностью совпадают с положением линейности L_2 , измеренной в обнажениях. Только единичные зерна сохраняют реликтовые ориентировки, совпадающие с положением ранней линейности.

Ориентировка $\langle c \rangle$ -осей кварца. Поскольку сдвиговая деформация в этих образцах кварцитов проявлена максимально, для выявления характера петроструктурного узора вполне достаточно изучения ориентировок $\langle c \rangle$ -осей в одном сечении $\lambda^1_3 \lambda^1_1$ (см. рис. 3.10, 3.11). На диаграммах порфирокласт, необласт и суммарной диаграмме (см. рис. 3.12Г) отчетливо проявлен узор «г»-типа в комбинации с реликтовым узором «с»-типа, формирующим единичный максимум в центре. Парные максимумы узора «г»-типа, формирующим единичный максимум в центре. Парные максимумы узора «г»-типа, соединенные малодуговым рассеиванием точек, располагаются симметрично λ^1_3 — самой короткой оси эллипсоида конечной деформации, соответствующей оси максимального сжатия σ_1 в сдвиговой системе.

Присутствие «г»-узора свидетельствует о высокотемпературной деформации кварца путем внутрикристаллической трансляции по плоскости положительного ромбеэдра в направлении $\langle 1120 \rangle$. В то же время появление структур полос излома свидетельствует о дополнительном скольжении, происходящем по другим плоскостям. Анализ геометрии полос излома показал, что оси $\langle c \rangle$ кварца в таких кристаллах ориентированы субгоризонтально и располагаются параллельно границам раздела этих структур (рис. 3.14а–з). Такие соотношения позволяют предположить, что направлением скольжения должна оказаться одна из $\langle a \rangle$ -осей, положение которой будет совпадать с системой микротрещин, развитых в кристаллах ортогонально границам раздела полос излома. При этом базисная плоскость (0001), как следует из геометрического анализа (рис. 3.14д), будет иметь субвертикальную субширотную ориентировку, которая полностью коррелируется с положением крутоориентированной сланцеватости S_2 , отражающей главную плоскость сдвиговых перемещений. При таком положении базисных плоскостей кварца можно предполагать, что одна из его $\langle a \rangle$ -осей, в направлении которой происходит трансляция, окажется близкой к положению поздней линейности L_2 .

В целом микроструктурный анализ показывает, что ранняя линейность L_1 , лежащая в плоскости тектонического уплощения Нутгейского покрова, так же как и поздняя линейность L_2 , занимающая наклонную ориентировку в субвертикальных плоскостях поздних сдвиговых деформаций, может быть отнесена к классу линейности растяжения. Об этом свидетельствуют те факты, что в ходе пластической деформации

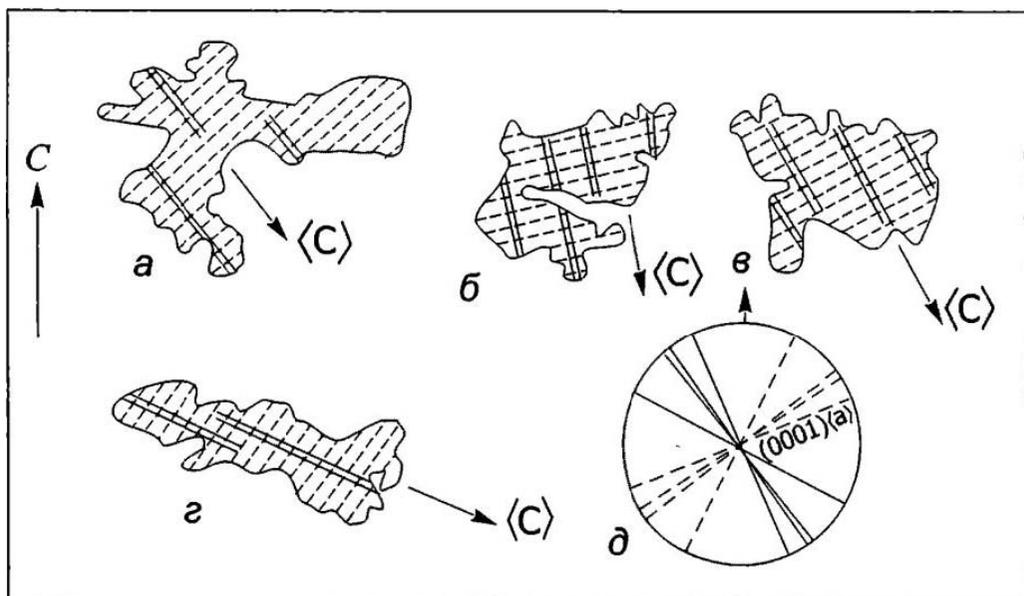


Рис. 3.14. Геометрический анализ структур полос излома в кварце [Добржиницкая и др., 1992]

a–c – соотношения $\langle C \rangle$ -осей с границами полос излома в деформированных порфирокластах; *d* – геометрия полос излома: сплошные линии – границы полос излома, пунктирные линии – базисные плоскости скольжения (0001), содержащие направление скольжения $a \pm b$

такой высокопластичный минерал, как кварц, стремится расположиться так, чтобы плоскость внутрикристаллической трансляции была параллельной плоскости движения, а направление трансляции при этом оказалось бы ориентированным вдоль направления главных тектонических перемещений.

Механизм деформации

Одной из проблем тектоники метаморфических толщ Приольхонья является восстановление структурных парагенезисов раннего этапа и условий их образования. По данным В.В. Эза и соавторов [Корреляция..., 1979], в раннюю фазу были образованы складки северо-западного простирания F_1 , которые затем были повторно деформированы крутой северо-восточной складчатостью F_2 и широкой сетью субпараллельных крутоориентированных разрывных нарушений северо-восточного направления. Выделение складчатости такого типа предполагает смену северо-восточного – юго-западного тренда сжатия, продольного к простиранию общей картируемой структуры района, на северо-западный – юго-восточный. Обнаруженный нами структурный парагенезис, свидетельствующий о субгоризонтальном пластическом течении, не подтверждает предложенной В.В. Эзом и его соавторами модели развития структуры Ольхонского региона и открывает возможность для обсуждения вопроса о проявлении здесь покровной тектоники и механизмов деформации ал-

лохтонных пластин на ранней и поздней стадиях прогрессивно-зонального метаморфизма.

Геометрические аспекты надвиговых систем и связанных с ними структурных парагенезисов неоднократно обсуждались в литературе. Многочисленные примеры исследований метаморфических толщ, вовлеченных в синметаморфическое надвигообразование, показывают сложные геометрические соотношения между ориентировкой шарниров складок и поперечной линейности, возникающих в ходе прогрессивных горизонтальных деформаций. Вследствие резкого азимутального несовпадения ориентировок сингенетичных складок и линейности формальное применение классических постулатов структурной геологии, основанных на выделении этапов наложенных деформаций по отдельно взятым мелким складкам или по системам их ориентировки без взаимосвязи с линейностью растяжения, дает ложную картину о характере тектонических движений. Особенно сложным в этом отношении является Ольхонский регион, где покровные структуры сильно переработаны системой синметаморфических сдвигов. Прежде чем обсуждать их соотношения, рассмотрим особенности структурных парагенезисов в известных зонах палеозойского покровообразования и попытаемся сравнить эти данные с результатами исследований в Ольхонском регионе.

В Южных Аппалачах, в горах Голубого хребта метаморфические породы (зеленосланцевая – низкотемпературная элидот-амфиболитовая фация) с возрастом 1,1 млрд. лет вместе с нижнепалеозойскими образованиями участвуют в строении серии тектонических пластин. По данным Б. Брейана и Ж. Рида [Bryant, Reed, 1969], соотношения сингенетичной складчатости и поперечной линейности различны в трех изученных ими соседних пластинах. В покрове Блю Ридж шарниры складок параллельны «а»-кинематической линейности и длинным осям галек конгломератов, которые располагаются параллельно линии транспорта покрова (Т). В покрове Грэнд-фазер шарниры складок создают пояс по дуге большого круга с максимумом, параллельным «а»-линейности растяжения. В покрове Тэйблрок наблюдается сходная картина, но главные максимумы шарниров расположены симметрично к «а»-линейности под углом 45°. Если «а»-линейность во всех пластинах маркирует направление Т, то складки имеют различные вариации по ориентировке шарниров, поддерживая тенденцию к переходу из ортогонального к параллельному положению относительно «а»-кинематического направления.

В Пальдерханском покрове Черных Гор (Франция, варисская фаза тектогенеза), выявлено два главных этапа деформации [Harris et al., 1983]. На ранней стадии формируются крупные лежащие складки, шарниры которых вместе с параллельной им бороздчатостью ($S_1 \wedge S_0$) ориентированы перпендикулярно к линии Т и параллельно фронту надвиговой зоны. При этом отмечается слабое растяжение окаменелых гастропод вдоль шарнирных зон, т.е. в «в»-кинематическом направлении, соответствующем оси λ_2 эллипсоида конечной деформации. Во вторую стадию в результате вращения в надвиговых плоскостях шарниры складок и бороздчатость стремятся расположиться параллельно линии перемещения покрова, в результате чего формируется поперечная складчатость. Длинные оси гастропод при этом также испытывают переориентировку и дополнительное растяжение, занимая конечное положение, параллельное Т и совпадающее с осью λ_1 , т.е. с направлением растяжения в координатах эллипсоида конечной деформации.

В Лаксфордском и Калакском покровых Финмарка, метаморфизм которых соответствует мусковит-хлоритовой и эпидот-альмандиновой субфациям, Г. Вильямс [Williams, 1978] обнаружил тенденцию к изменению ориентировки шарниров ранних складок и бороздчатости ($S_1 \wedge S_0$) от положения, перпендикулярного к линии транспорта, до полного их параллелизма. При этом линия Т маркируется линейностью «а»-типа, представленной структурами теней давления граната, растянутого в направлении L_1 .

Во всех рассмотренных случаях авторы приходят к единому заключению о том, что неоднородная ориентировка шарниров складок и их азимутальное несогласие с положением «а»-линейности являются не результатом смены ориентировки действующих сил, а следствием вращения, приводящего к параллелизму двух несовместимых направлений. Иными словами, «а»-кинетическая линейность путем вращения оказывается совмещенной с «а»-линейностью растяжения. При этом последняя является единственным надежным маркером траектории транспорта покровов, перемещение которых контролируется деформацией простого сдвига.

Сходную картину мы наблюдаем в Нутгейском покрове Ольхонского региона. Здесь стабильную ориентировку сохраняет лишь линейность растяжения L_1 , занимающая «а»-кинематическую позицию, в то время как шарниры ранних складок F_1 и бороздчатость ($S_1 \wedge S_0$) рассеиваются по дуге большого круга, создавая максимум, совпадающий с положением L_1 , подобно той картине, которая отмечается в $S_1 \wedge S_0$ в пластине Грандфазер в Южных Аппалачах. Многоликая картина несовместимости шарниров синнадвиговой складчатости с «а»-линейностью растяжения связана со многими факторами. Степень параллелизма шарниров складок с «а»-линейностью растяжения, а значит, и формирование поперечной складчатости внутри покровов определяются степенью деформации пород в режиме простого сдвига [Sanderson, 1973]. Кроме того, важно также и то, были ли однородны ориентировки шарниров складок в начальной стадии покровообразования, когда они занимали положение, перпендикулярное к линии транспорта.

Многие исследователи указывают на то, что степень первичной неоднородности направлений шарниров синнадвиговых складок прямо зависит от того, насколько по-разному были ориентированы оси частных эллипсоидов конечной деформации в пластах с разной реологией [Williams, 1978], или насколько неоднородным было течение, параллельное осевым поверхностям соседних складок [Sander, 1934]. При определенных условиях уже на ранней стадии складки могут иметь неоднородную ориентировку шарниров, что создает благоприятную ситуацию для их вращения в плоскости движения с тенденцией к параллелизму в направлении «а»-линейности. В Нутгейском покрове, структуру которого мы рассматриваем на примере деформации кварцитов, ориентировка шарниров складок F_1 , по-видимому, была в общем однородной, так как кварциты являются гомогенной средой; остальные типы пород интенсивно переработаны наложенной сланцеватостью S_2 и структуры надвигового этапа там практически не распознаются.

Но даже если складки F_1 на ранней стадии были ориентированы в целом однородно и параллельно λ_2 , то их вращение все равно могло начаться уже при незначительном их отклонении от угла 90° к направлению перемещения пластин. Сейчас мы можем представить лишь общую картину движений: шарниры ранних складок, ориентированные первоначально в направлении λ_2 эллипсоида деформации, испытывая

вращение в главной плоскости тектонических перемещений $\lambda_1\lambda_2$, стремились расположиться в «a»-кинематическом направлении, параллельно λ_1 вдоль линейности растяжения. При этом линейность растяжения, лежащая в плоскости сланцеватости S_1 ($\lambda_1\lambda_2$), выступает в роли пассивного маркера деформации в течение всей истории тектонических перемещений. Это характерное для надвиговых деформаций поведение линейности растяжения полностью подтверждается распределением систем трансляции в решетке деформированного кварца.

Нужно отметить, что модель простого сдвига, использованная для объяснения механизма покровных деформаций, может быть применена и для расшифровки механизма собственно сдвигового этапа деформации D_2 , определяющего современный тектонический узор Ольхонского региона. Здесь существует косая «поперечная» линейность растяжения L_2 , создающая угол $\sim 45^\circ$ с главным максимумом шарниров F_2 и бороздчатости при их дополнительном рассеивании с тенденцией расположения по дуге большого круга. Косое положение линейности растяжения F_2 в крутых плоскостях сдвиговой сланцеватости S_2 , наложенных на субгоризонтально залегающий Нутгейский покров, позволяет предполагать здесь сдвиго-взбросовую (сбросовую) систему.

Суммируя все данные, можно видеть, что в структуре метаморфического комплекса этого участка Ольхонского региона (Мраморное плато) обнаруживаются следы двух тектонических событий, протекавших на фоне регионального прогрессивно-зонального метаморфизма.

В первую стадию, связанную с перемещением аляхтонной пластины в ходе всеобщей деформации, сопровождавшейся низкотемпературной перекристаллизацией пород, были сформированы лежащие изоклинальные складки F_1 . В ходе прогрессивной деформации они были сжаты и частично раздавлены вдоль плоскости тектонического транспорта, а шарниры испытали вращение с искажением первоначальных ориентировок вплоть до полного параллелизма с направлением движения. Траектория перемещения покровов маркируется линейностью растяжения «a»-кинематического типа, которая полностью согласуется с элементами внутрикристаллической трансляции и динамической рекристаллизации кварца. Перемещение покровов происходило, по-видимому, с юго-востока на северо-запад.

Вторым тектоническим событием, последовавшим за покровообразованием, является формирование региональной системы субвертикальных сдвиговых зон и связанной с ними складчатости F_2 субширотного–северо-восточного плана, которые в условиях прогрессивного нарастающего метаморфизма (до силлиманитовой субфации) трансформируют первично покровную структуру с образованием системы крутоориентированных, чередующихся между собой макро- и микролитонов.

Такая последовательность деформаций типична для зон, в строении которых граниты участвуют только в виде редких или достаточно многочисленных жильных тел. Мигматиты здесь отсутствуют. Как показывают результаты картирования, подобные зоны разделены соизмеримыми с ними узкими зонами, наиболее яркой чертой которых является участие в их строении мигматитов, гранито-гнейсов и жильных гранитоидов. И покровные, и сдвиговые деформации, характерные для «негранитных» зон первого типа, столь же масштабно проявлены и в пределах зон второго типа («гранитных»). Еще до окончания формирования покровного структурного парагенезиса в таких зонах начинается проявление кулольного тектогенеза.

3.4. Купольный парагенезис

Около 10 относительно крупных зон купольного тектогенеза выделяется на западном побережье Байкала, 3–4 зоны – на острове Ольхон (см. рис. 3.2). Ширина купольных зон невелика, в максимуме она достигает 3 км (Центральная купольная зона, рис. 3.15), протяженность значительно превышает ширину – 50–100 км. Форма зон в плане в целом однообразна – это прямолинейные полосы, нередко – линзовидные, с очень узкими стреловидными окончаниями. Структурный рисунок купольных зон своеобразен: отчетливо линейные ограничения большинства таких зон (они имеют сдвиговую природу) совершенно не коррелируют с их внутренним строением, которое отличается плотной упаковкой субизометричных структур (рис. 3.16–3.20).

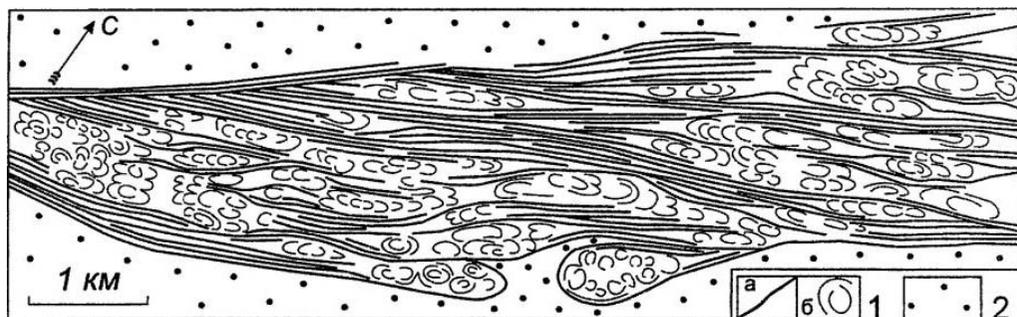


Рис. 3.15. Упрощенная схема строения Центральной купольной зоны Приольхонья

Схема иллюстрирует соотношения ядер гранито-гнейсовых куполов и зон синметаморфических вязких сдвигов, как правило, маркируемых телами жильных гранитов. 1: а – бластомилониты и тела гранитоидов, б – внутренняя структура куполов, реставрированная по окаймляющим поверхностям в гнейсах и мигматитах. 2 – породы оболочки Центральной купольной зоны (разнообразные метаморфиты; мигматиты и гранито-гнейсы отсутствуют)

Морфология и размеры куполов разнообразны [Федоровский, 1997]. В их строении выделяются два главных компонента: гранито-гнейсовое, мигматитовое ядро и оболочка, образованная любыми другими породами. Характерная черта – структурное несоответствие ядра и обрамления, при этом внутренняя структура ядра оказывается гораздо сложнее структуры оболочки. В ядре, бронированном породами оболочки, формируются сложнейшие интерференционные складчатые композиции (см. рис. 3.16).

Изначальная относительно простая форма отдельных куполов сильно искажается в процессе их роста и взаимодействия друг с другом. Следствие – возникновение специфических и причудливых по морфологии структурных рисунков (рис. 3.21). При этом растущие купола, сжатые со всех сторон подобными же структурами, нередко

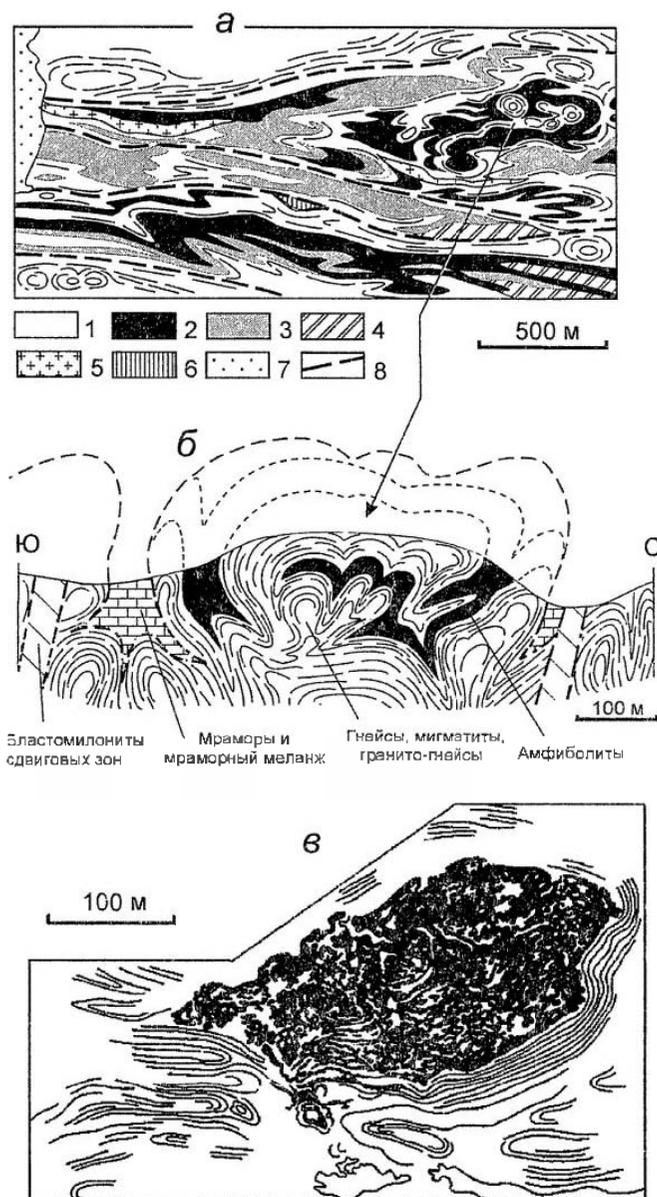


Рис. 3.16. Геологическая карта купольной зоны Анга–Барсой (вверху), разрез через купол Барсой (в центре) и зарисовка по аэрофотоснимку этого купола (внизу) [Федоровский, 1997]

1–6 – раннепалеозойские метаморфиты: 1 – гранито-гнейсы, мигматиты, гнейсы, 2 – амфиболиты, 3 – мраморы и мраморный меланж, 4 – кварциты, 5 – синметаморфические граниты, 6 – метаультрабазиты и тальконовые сланцы; 7 – кайнозойские рыхлые отложения долины р. Анги (слева на карте) и р. Барсой (в центре); 8 – бластомилониты зон вязких сдвигов. На зарисовке по аэрофотоснимку (масштаб оригинала 1:3000) можно видеть сложное строение ядра купола Барсой (белое – антиформы, черное – синформы), а также общее структурное несогласие ядра (гранито-гнейсы, мигматиты, тела амфиболитов) и оболочки (мраморы, кварциты, амфиболиты)

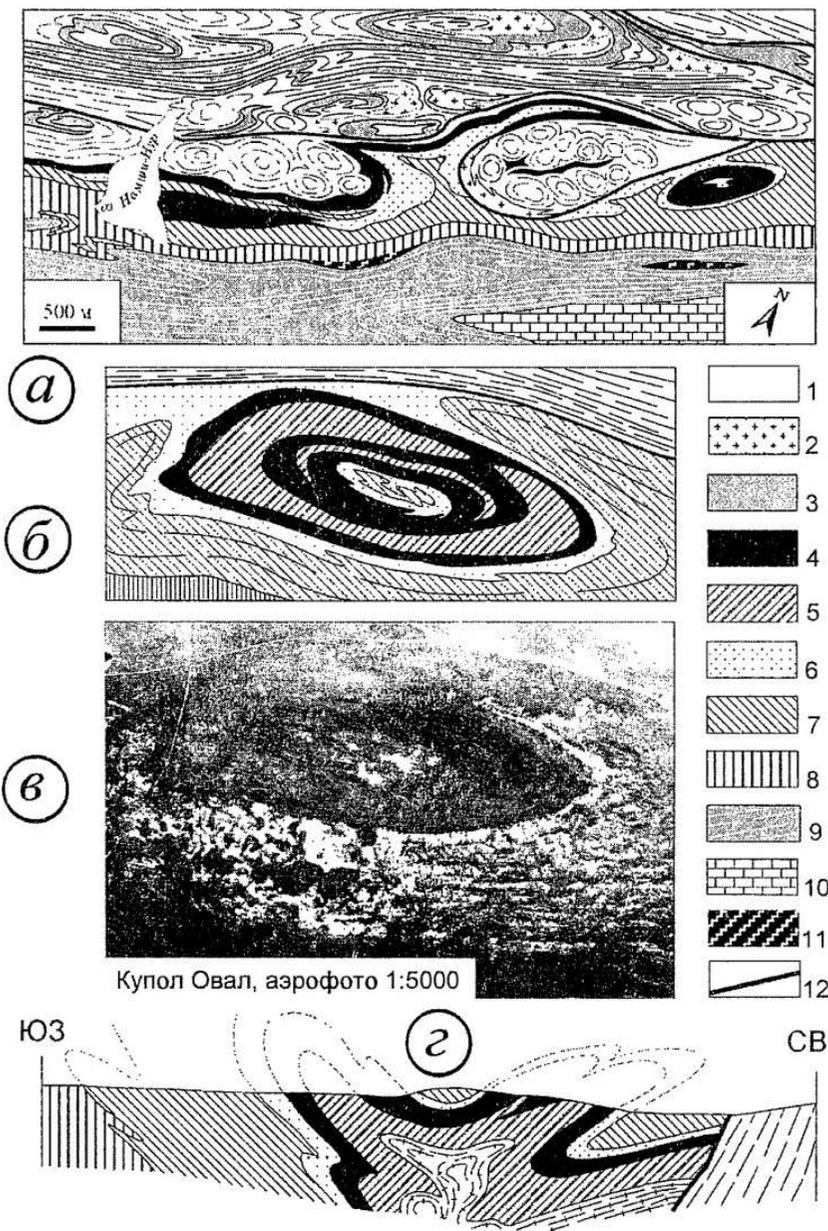


Рис. 3.17. Геологическая карта района озера Намши-Нур (вверху), карта грибообразного купола Овал (в центре), аэрофотоснимок и меридиональный разрез через купол Овал (внизу) [Федоровский, 1997]

1 – гнейсы и мигматиты; 2 – гранито-гнейсы и граниты; 3 – амфиболиты из разреза гнейсовой толщи; 4 – амфиболиты горизонта, перекрывающего гнейсовую толщу; 5 – верхняя часть этого горизонта (на детальной карте купола Овал и разрезе); 6 – кварциты; 7 – мрамор-1; 8 – амфиболиты с прослоями силикатно-карбонатных пород и мраморов; 9 – двуслюдяные и биотитовые микрогнейсы (лептиниты); 10 – мрамор-2; 11 – blastsмилониты, линзы мраморов и тальковых сланцев, ультрабазиты (сдвиговый шов, картируемый прерывисто из-за недостаточной обнаженности); 12 – вязкие разрывы

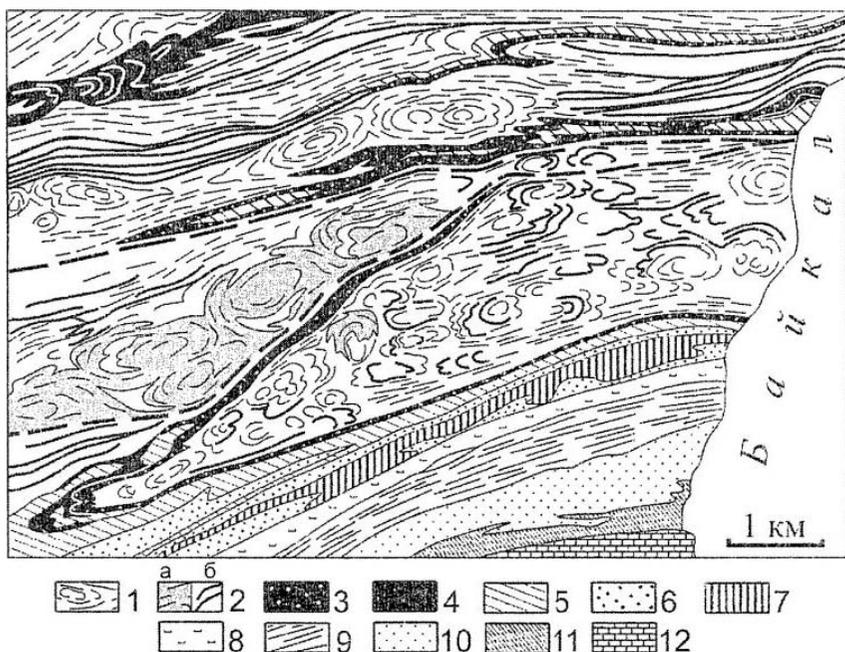


Рис. 3.18. Геологическая карта северо-восточной части Центральной купольной зоны

1 – гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы нерасчлененные; 2: а – гранито-гнейсы, б – жилы граниты; 3 – амфиболиты; 4 – кварциты; 5 – мраморы-1; 6 – амфиболиты, кварциты, прослои мраморов, линзы ультрабазитов и тальковых сланцев; 7 – габбро-амфиболиты; 8 – тонкоплитчатые амфиболиты, линзы мраморов; 9 – биотитовые, гранат-биотитовые микрогнейсы (лептиниты); 10 – мраморы-2, 11 – силикатно-карбонатные гнейсы, кварциты, амфиболиты; 12 – мраморы-3

выжимаются вверх из места своего рождения, перекрывают ядра соседних куполов, растекаясь в виде плоского сначала объема, который затем снова деформируется растущим, но оказавшимся внизу ядром перекрытого купола (см. рис. 3.16, разрез).

В процессе своего роста гранито-гнейсовые купола (их ядра) деформируют ранее возникшие сложноскладчатые покровные аллохтоны, выступающие теперь в качестве оболочки куполов. Деформация оболочки оказывается весьма значительной, она сопровождается резким искажением не только осевых поверхностей покровных складок, но и их шарниров, веерообразным «раскидыванием» складок от центра купола (см. рис. 3.16, 3.17).

Непременным компонентом купольных зон являются межкупольные синформы. Их морфология разнообразна. Обычны 3-, 4-, 5-лучевые синформы, вскрытые в эрозионном срезе. Встречаются и полностью круговые синформы, очерчивающие контуры купольных ядер. Наиболее контрастно межкупольные синформы выглядят в тех случаях, когда они образованы породами оболочки. Осевые поверхности таких синформ, как правило, сильно деформированы и повторяют в вертикальном и горизонтальном сечениях изгибы поверхности купольных ядер. В целом ясно, что если

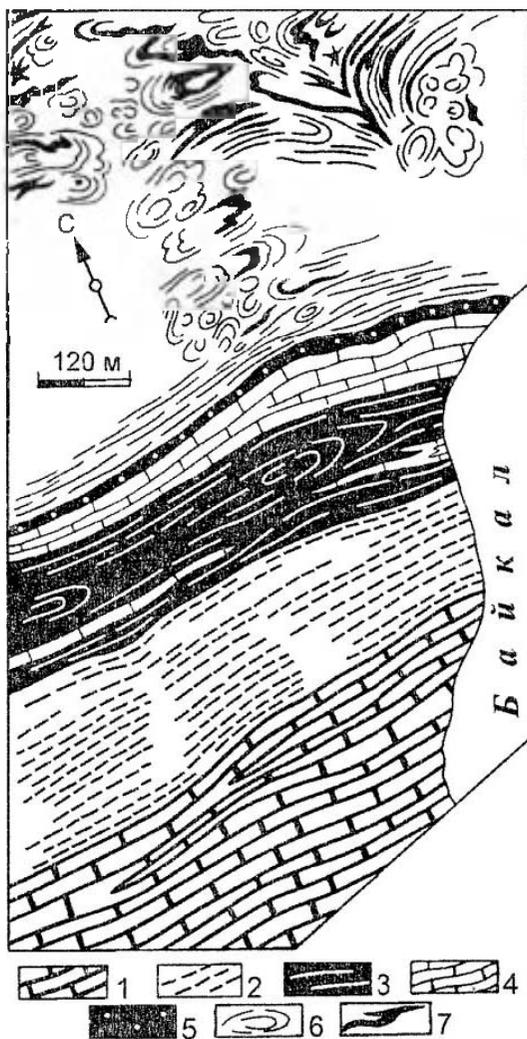


Рис. 3.19. Геологическая карта района бухты Орсо на Байкале
(Федоровский, Соколова, 1986| с изменениями)

Карта иллюстрирует несоответствие структурных рисунков Центральной купольной зоны и ее южного обрамления 1–5 – картируемые линейные структуры сдвиговой природы: 1 – в мраморах, 2 – в мелкозернистых баятитовых и двулюдных гнейсах, лептинитах, 3 – в амфиболитах, силикатно-карбонатных породах, кварцитах, 4 – в мраморах нижней пачки, 5 – в амфиболитах базального горизонта; 6 – гнейсы и мигматиты, формирующие многочисленные мелкие купола и линейаритованную тону вдоль подошвы горизонта амфиболитов; 7 – жилы синметаморфических пегматоидных гранитов

ядрам куполов свойственна тенденция к подъему вверх, то межкупольные синформы отличает противоположная тенденция. Образующие их породы во многих случаях более тяжелые, чем гранитоидный материал ядер куполов.

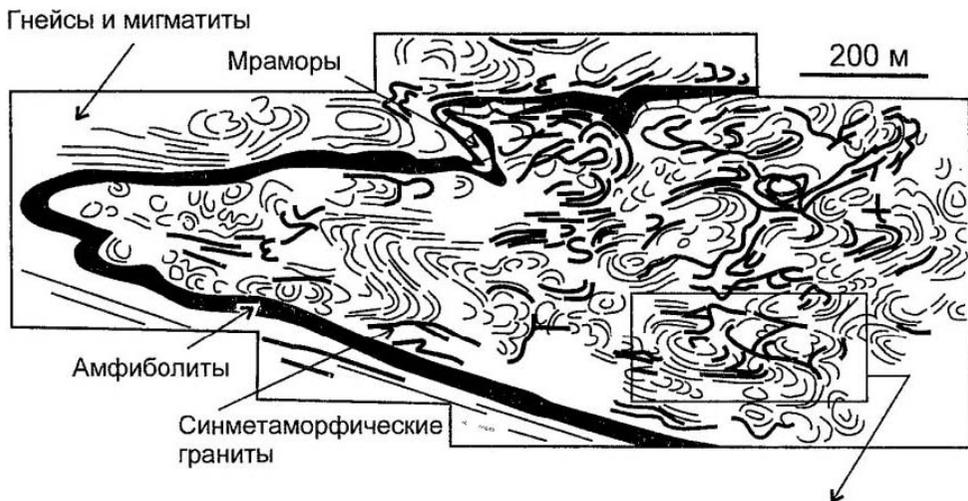


Рис. 3.20. Схема дешифрируемых на аэрофотоснимке масштаба 1:5000 структурных линий купольной зоны хребта Томота (вверху) и аэрофото площади, очерченной на схеме рамкой (внизу)

Синметаморфические гранитные жилы пространственно и генетически тесно связаны с формированием ядер куполов. Нередко можно наблюдать как бы «последнюю» ориентацию жил и крупных их скоплений в мигматитовом или гранито-гнейсовом ядре. Однако такая простая картина наблюдается нечасто. Как правило, сами купольные зоны попадают в зоны экспансии сдвиговых деформаций и ориентировка собственно купольного жильного комплекса подчиняется таким директивным направлениям (рис. 3.22, 3.23)

В целом купольные зоны, образованные тесной упаковкой многочисленных куполов, в поперечном сечении всегда обрисовывают антиклинорные структуры, нередко с одним или двумя опрокинутыми крыльями. Вместе с тем как бы ни была

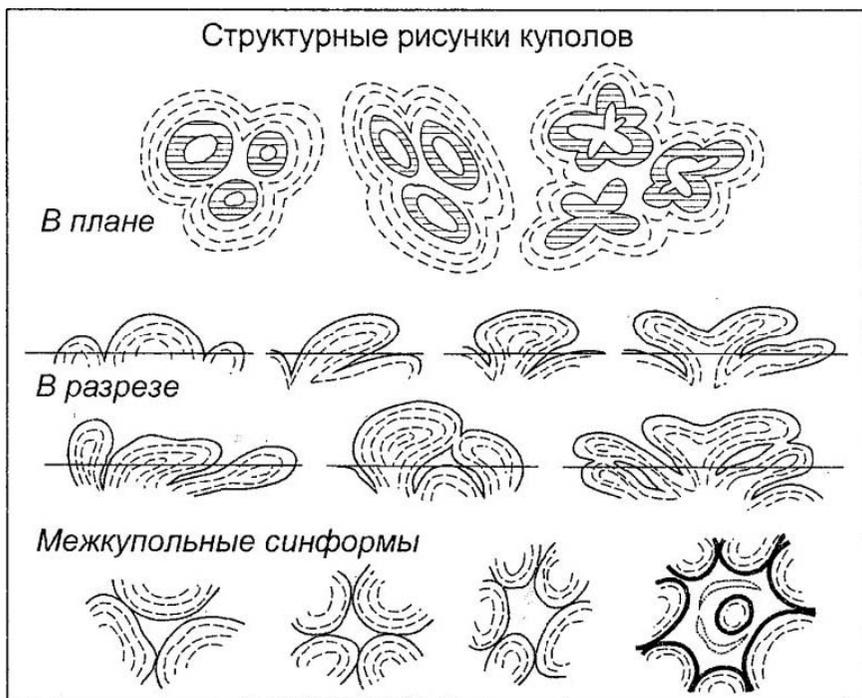


Рис. 3.21. Структурные рисунки куполов и межкуповых синформ



Рис. 3.22. Жильная группа Каракатца в ядре купола. район озера Намши-Пур [Федоровский, Соколова, 1986]

сложна внутренняя структура купольных зон, детальное картирование показывает, что топологическая поверхность фронта ядер гранито-гнейсовых куполов устроена несравненно проще. Она всегда располагается у подошвы самых нижних покровных

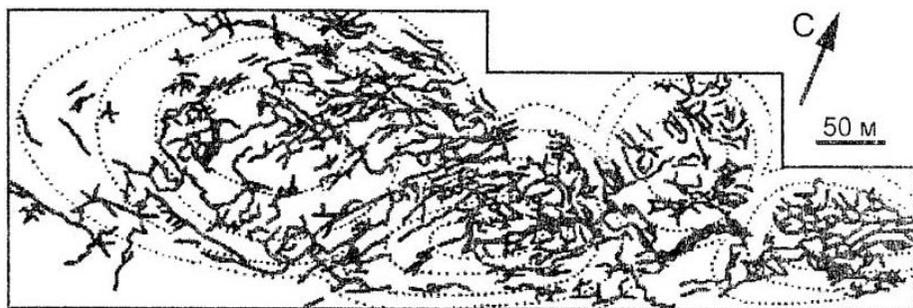


Рис. 3.23. Гранитные жилы в районе Ширета (гранитная группа «Лабиринт») [Федоровский, Соколова, 1986]

пластин тектонически наложенного разреза террейна. Ядра никогда не проникают сколько-нибудь высоко в этот «разрез» (первые метры, редко – десятки метров). Создается впечатление, что ядра куполов (т.е. собственно гранито-гнейсы и мигматиты) составляют как бы единый «слой», экранированный подошвой аллохтонных покровных пластин, выдвинутых на древний фундамент террейна. Вместе с тем сами купольные структуры, генерированные ростом («распуханием») ядер, не считаются с этим барьером: они выражены и в породах оболочки, деформируют и саму топологическую поверхность, разделяющую фундамент и оболочку.

Расшифровка морфологии купольных зон затруднена в связи с тем, что хотя в целом купольный тектогенез происходил после эпизодов покровообразования, он начинается еще до того как завершились покровные деформации. В результате на ранних стадиях куполообразования одновременно реализуются два механизма деформаций – и покровный, и купольный, что приводит к возникновению необычных структурных интерференционных композиций [Федоровский, 1999]. Забегая вперед, отметим, что подобные «гибридные» структуры мы видим и в результате взаимодействия механизмов купольного и сдвигового тектогенеза. В таких ситуациях последовательность событий иная: куполообразование еще не закончилось, а сдвиговая деформация уже началась. Гранито-гнейсовый купол еще растет, но он уже попадает в поле напряжений сдвигового характера. Появляющиеся в результате вихревые и спиралевидные структуры куполов – обычное явление в таких зонах [Федоровский, 1997, 1999].

3.5. Сдвиговый парагенезис (послекупольные структурные композиции)

Купола формируются в максимуме метаморфизма (происходит гранитная вылавка) и на его регрессивной ветви. Последний акт деформаций, синхронных метаморфизму, связан, как уже упоминалось, с реализацией сдвигового тектогенеза, который в целом сменяет куполообразование, получил тотальное развитие и определяет современную картируемую структуру Ольхонского террейна. Сдвиговая

деформация гранито-гнейсовых куполов наблюдалась многократно; со всей очевидностью об этом свидетельствуют и результаты детального геологического картирования с использованием аэрофотоснимков масштаба 1:5000 (рис. 3.24–3.27).

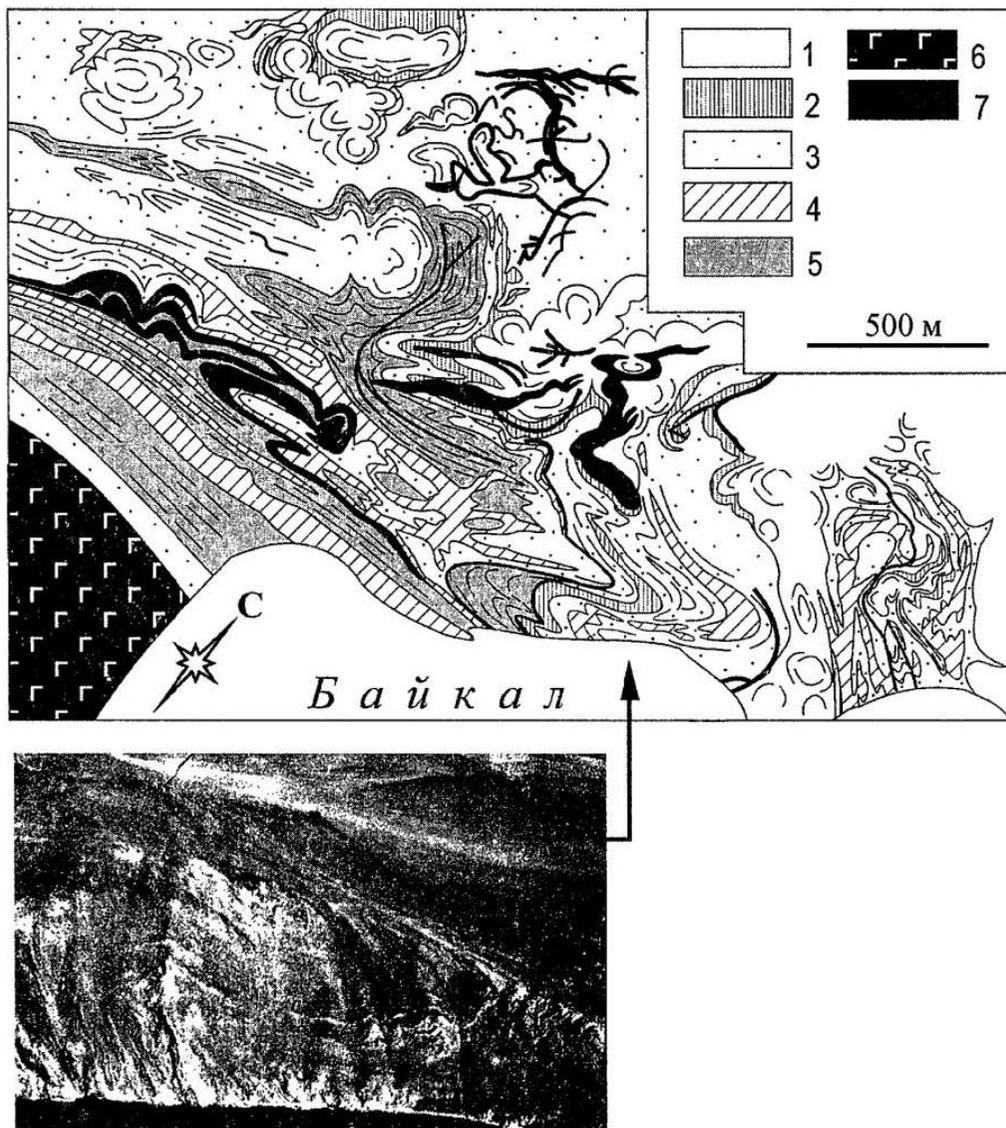


Рис. 3.24. Геологическая карта района Таихан–Змеиная Падь [Федоровский, 1997]

1 – гнейсы, мигматиты и гранито-гнейсы ядер куполов; 2 – амфиболиты; 3 – кварциты; 4 – мраморы; 5 – силикатно-карбонатные гнейсы; 6 – метагабброиды; 7 – жильные тела синметаморфических гранитов. Тонкими пунктирными линиями показана ориентировка гнейсовидности, сланцеватости и слоистости. Внизу – пакет сдвиговых складок с субвертикальными шарнирами (фото с вертолета)

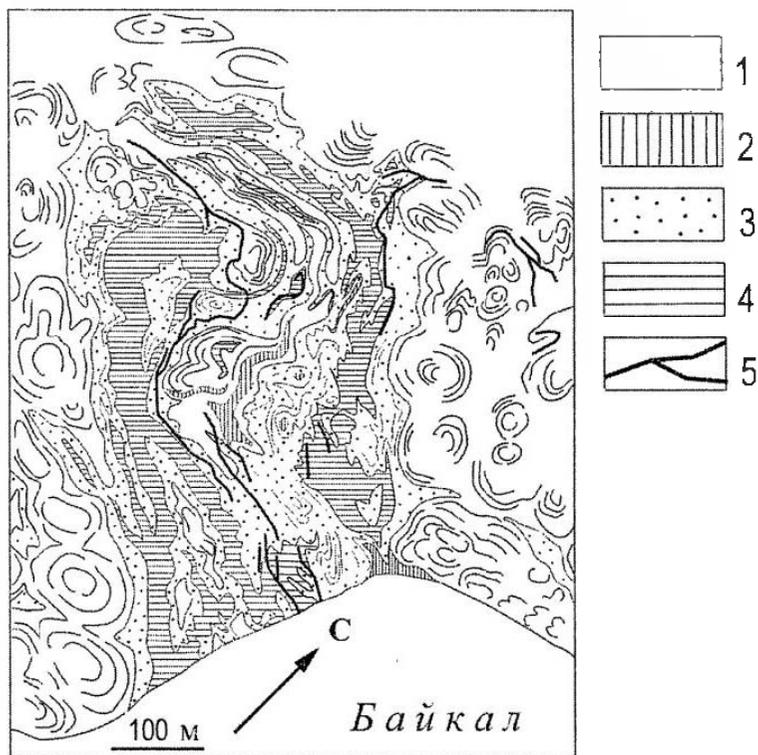


Рис. 3.25. Детальная схема куполов урочища Зменная Падь, деформированных пластическими сдвигами [Фелоронский, 1997]

1 – гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы; 2 – амфиболиты;
3 – кварциты; 4 – мраморы; 5 – жильные граниты

Два эпизода сдвиговых деформаций следуют здесь друг за другом. Крупные тесно сжатые складчатые формы с субвертикальными шарнирами и такими же осевыми поверхностями – типичны для ранних сдвиговых деформаций.

Сланцеватость и линейность выражены минералами, указывающими на начавшееся снижение параметров метаморфизма. Так, в зоне гранулитовой фации развиваются сдвиговые швы бластомилонитов амфиболитовой фации. Все предшествующие структуры – и покровные, и купольные, попадая в зоны сдвигового тектогенеза, изгибаются вокруг шарниров этих структур, а в случае плотной упаковки сдвиговых складок признаки изначальных структур иного генезиса сильно искажаются, а во многих случаях и полностью утрачиваются. В частности, гранито-гнейсовые купола сначала получают директивную ориентацию, вытягиваются параллельно зонам синметаморфических сдвигов, а при дальнейшем наращивании интенсивности сдвигового процесса признаки купольной морфологии практически исчезают и на поверхности картируются лишь узкие линейные зоны гранито-гнейсов. В зонах изгибов

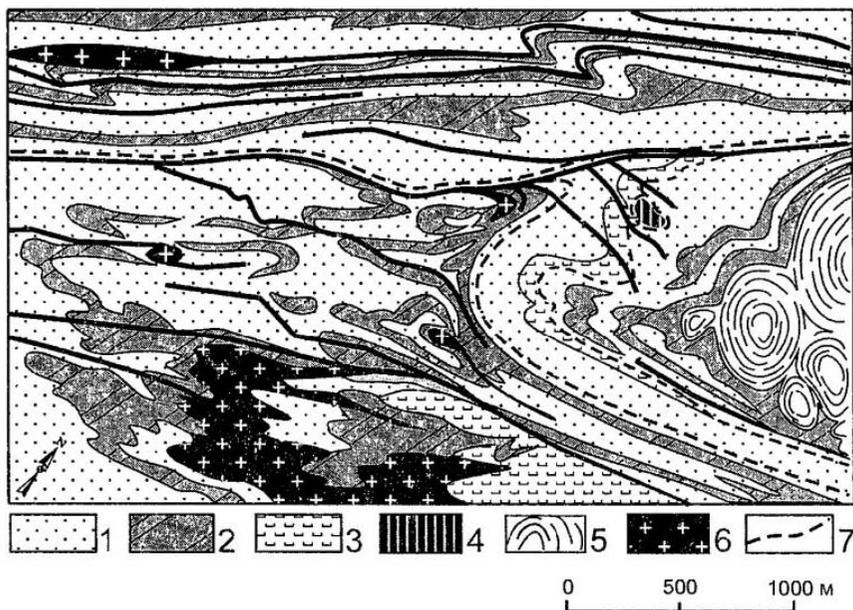


Рис. 3.26. Геологическая карта района Нутгей и аэрофотоснимок этой площади [Федоровский, 1997]

В зоне амфиболитовой фации метаморфизма развиты покровные, сдвиговые и куольные структуры. 1 – силикатно-карбонатные гнейсы и амфиболиты; 2 – амфиболиты; 3 – мраморы и мраморный меланж; 4 – метадуниты; 5 – мигматиты и гранито-гнейсы; 6 – жилы синметаморфических гранитов с гранатом и турмалином; 7 – бластомилониты и ультрабластомилониты с телами и линзами ультрабазитов



Рис. 3.27. Основные структурные линии, дешифрируемые на снимке масштаба 1:5000 (см. рис. 3.26) и их геологическая интерпретация

ранних пластических сдвигов возникает специфический мраморный меланж [Федоровский и др., 1993], который отжимается из таких зон и протрудирует в соседние, теневые по давлению участки.

Последние синметаморфические структуры, установленные в пределах Ольхонского террейна, связаны с поздними сдвигами. Формируется низкотемпературная сланцеватость. Складчатые формы, возникшие в результате этой деформации, – самые крупные из числа тех, что удастся наблюдать в регионе. Это складки с вертикальными шарнирами и осевыми поверхностями, иногда сильно сжатые, но нередко и открытые, обрисовывающие в плане сигмоиды Z- и S-образной формы (см. рис. 3.2; рис. 3.28–3.30). Размах крыльев таких структур нередко измеряется километрами. Складки этой генерации перерабатывают все без исключения предшествующие им структуры, в том числе и ранние сдвиговые складки, а также и только что возникшие сдвиговые швы бластомилонитов, которые сами очерчивают теперь крупные складки. Синхронно с ними снова формируются бластомилонитовые зоны, которые пересекают все без исключения структуры иного генезиса. В результате реализации сдвигового тектогенеза вся территория Ольхонского региона приобретает четкую «нарезку» на многочисленные узкие полосы (литоны, пластины), и именно это – наиболее четко картируемая в современном срезе генеральная региональная структура.

Огромное количество жил гранитов сопровождает сдвиговый тектогенез (рис. 3.31, 3.32). Морфология и структурная позиция таких жил иная, чем у жил такого же состава, но связанных с покровными или купольными эпизодами коллизии. Во многих местах можно наблюдать весьма протяженные (сотни метров и километры) гранитные жилы, разделенные небольшими промежутками вмещающих пород. Сотни и тысячи таких жил образуют целые зоны, маркирующие чаще всего бластомилонито-

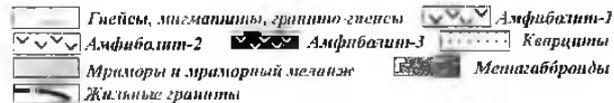
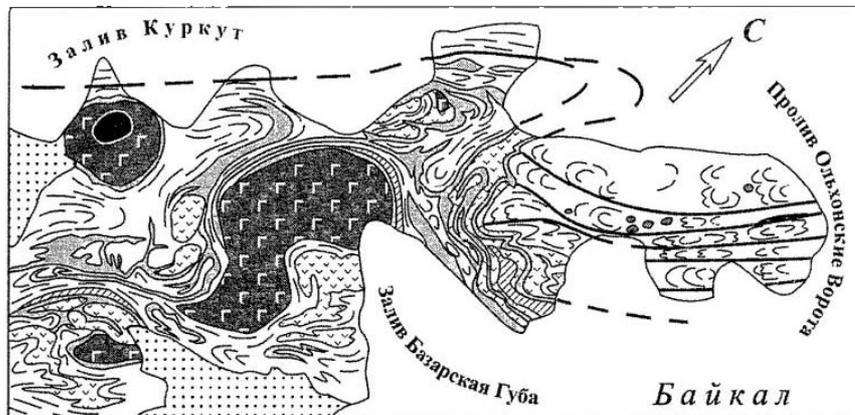


Рис. 3.28. Геологическая карта района полуострова Крест в проливе Ольховские Ворота (слева вверху), более детальная карта его центральной части (справа) и тектоническая схема полуострова Крест (слева внизу) [Федоровский, 1997]

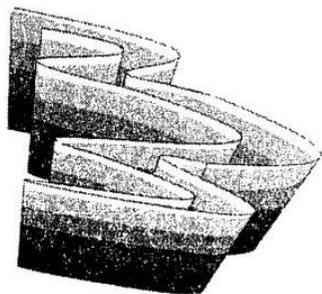
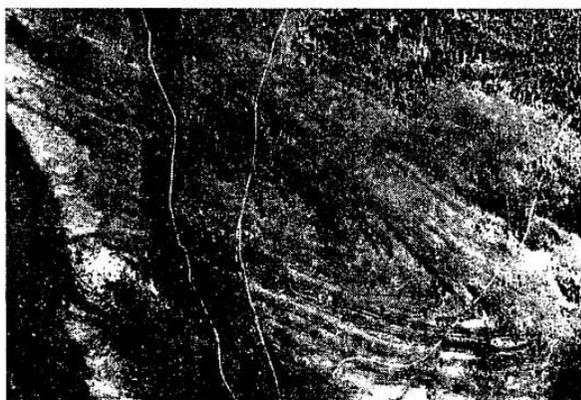
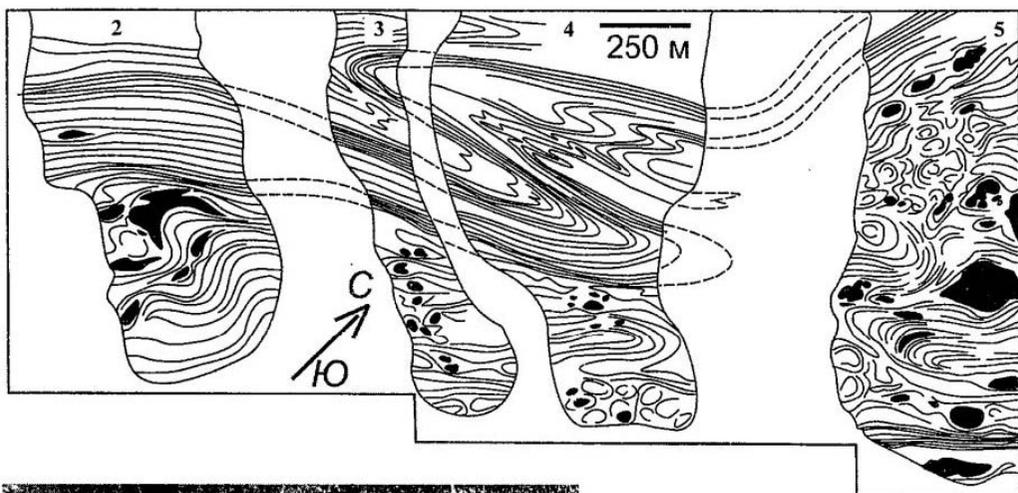


Рис. 3.29. Схема дешифрирования аэрофотоснимков масштаба 1:5000 на район Кучелга (2-5 водоразделы), аэрофотоснимок части 4 водораздела и объемный рисунок замка сдвиговой складки

вые швы, разделяющие сдвиговые пластины. Вместе с тем такие жилы проникают и в тело самих сдвиговых пластин, и число их здесь бывает огромно. Как правило – это типичные жилы-сателлиты, сопровождающие зоны сдвига и занимающие трещины отслоения, возникающие при этой кинематике. Обычно они под заметным углом (до 30°) соприкасаются с основной зоной того или иного вязкого сдвига (см. рис. 3.31). Интересны и специфические звездообразные жильные ансамбли (пример – на том же рисунке). Их формирование связано с динамикой последовательного развития сдвигового ансамбля и впрыскиванием гранитной магмы в непрерывно возникающие трещины. Ориентировка таких трещин быстро изменяется по мере реализации сдвиговой деформации. Наблюдаемый структурный рисунок полностью соответствует численным моделям сдвигового процесса, выполненным в последнее время.

По-видимому, на протяжении всего сдвигового режима реализуются и связанные с ним чрезвычайно разнообразные структуры транспрессии. В последнее время они

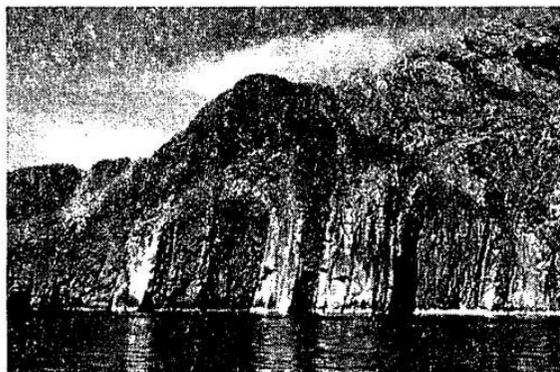
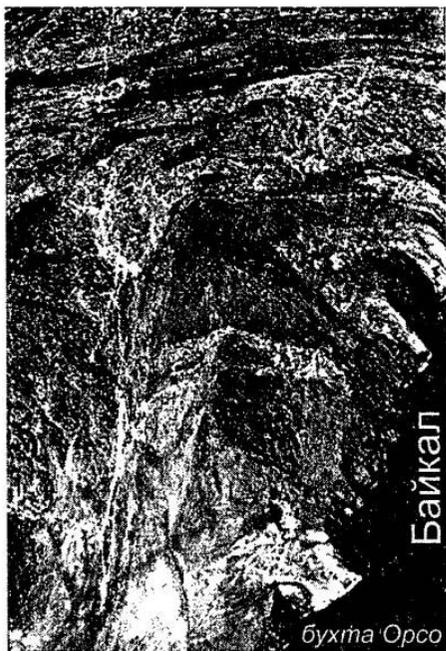


Рис. 3.30. Фотоснимки района бухты Орсо из Байкала

Пакеты коллизионных сдвиговых складок с крутыми шарнирами в зоне амфиболитовой фации метаморфизма. Слева – фото с вертолета, справа сверху – наземные фото, справа внизу – фото со стороны Байкала



Рис. 3.31. Сдвиговые снеметаморфические гранитные жилы района Холбоунур [Федоровский, Соколова, 1986]

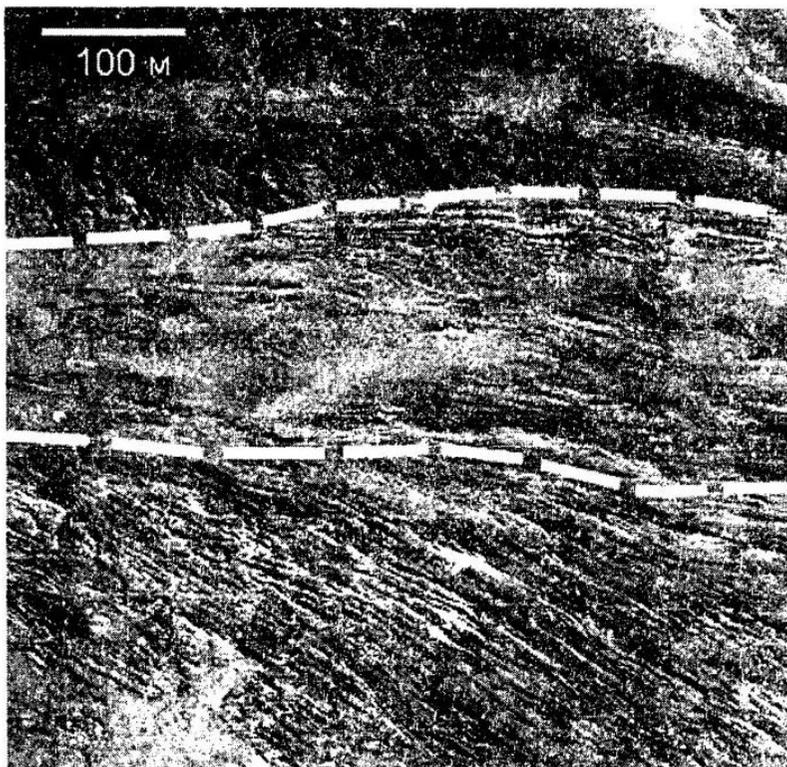


Рис. 3.32. Аэрофотоснимок части площади коллизионного сдвигового шва
Видно косое расположение гранитных жил по отношению к шву
(ориентировка соответствует рис. 3.31)

обнаружены во всех зонах метаморфизма. Вместе с тем сохранились и доступны для наблюдений практически только самые поздние структуры такого типа. Более ранние, возникавшие в течение ранних эпизодов формирования вязких сдвигов, по-видимому, повторно деформированы и теперь не распознаются. На схеме последовательности деформаций (см. рис. 3.7) они обозначены как шестой этап. Хорошо наблюдается парагенез крупных сдвиговых сигмоид и не менее крупных структур транспрессии, поля которых располагаются в тылу сигмоид, непосредственно примыкая к ним. По-видимому, они маркируют зоны деформационных теней и образуют специфические покровы. В строении таких покровов основную роль играют мраморные меланжи и гранитоиды. Меланж в пределах структур транспрессии залегает субгоризонтально (такую же позицию занимают и жильные гранитоиды). Неоднократно наблюдалось несогласное перекрытие меланжем подстилающих метаморфитов. Вместе с тем формирование таких структур происходило непосредственно во время метаморфизма. В этом – интересная особенность наших структур транспрессии. Они возникали не на поверхности, что давно известно, а в недрах коры, непосредственно во время метаморфизма.

3.6. Коллизионный тектогенез и гранитообразование

В целом в Ольхонском регионе отчетливо видно, что реализация купольного тектогенеза происходила после каскада деформаций покровного генезиса, а сам он сменился мощно проявленными сдвиговыми дислокациями. Поскольку и покровный, и сдвиговый парагенезисы имеют коллизионную природу (столкновение дуги и террейна, террейна и континента, соответственно), оказывается, что и купольный тектогенез в целом жестко «привязан» к такой же геодинамике.

Располагая данными об исходной природе и возрасте метаморфитов Ольхонского региона, об аллохтонной природе основных компонентов структуры, о стиле и последовательности синметаморфических деформаций, о месте куполообразования среди событий коллизионной геодинамики [Федоровский, 1997; Федоровский и др., 1993, 1995, 1997; Бибикина и др., 1990; Летников и др., 1990; Серебрянский и др., 1998; Fedorovsky et al., 1995], можно попытаться восстановить основные этапы геологического развития всей этой системы (рис. 3.33).

В начале раннего палеозоя существовал крупный блок континентальной земной коры, отделенный с запада (в современных координатах) от Сибирской материковой плиты с ее рифейско-палеозойским шельфом каким-то (возможно, океаническим) пространством [Федоровский, 1997]. Ныне здесь картируется бластомилонитовый шов с крупноблоковым меланжем [Федоровский и др., 1997] (рис. 3.34). На востоке Ольхонский сегмент континентальной коры ограничивался площадями развития океанической коры, еще далее – островными дугами, входящими, по-видимому, в систему активной окраины расположенного еще восточнее Баргузинского микроконтинента [Федоровский, 1997]. Островодужные и окраинноморские системы отделяют Ольхонский блок на юге от многочисленных террейнов, составляющих структурный рисунок каледонид Центральной Азии [Федоровский и др., 1995]. Все это в целом позволяет рассматривать и его сам как один из компонентов этой системы – Ольхонский террейн.

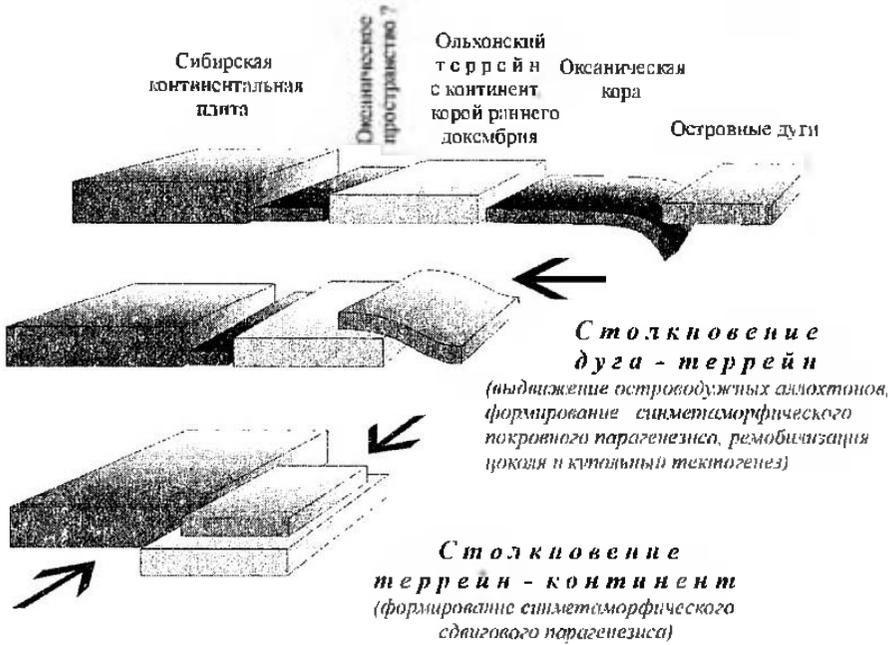
Следующее событие – столкновение островной дуги (или дуг) и террейна [Федоровский, 1997]. Этот эпизод документируется обдукцией на террейн островодужных и окраинноморских аллохтонов. Формируется резкая вертикальная тектоническая неоднородность, когда легкая континентальная кора фундамента террейна оказалась погребенной под более тяжелой корой океанического и островодужного типов. Реально картируемый геологический разрез представляет собой коллаж аллохтонных дезинтегрированных фрагментов и пластин пород примитивных и зрелых островных дуг окраинноморского генезиса, перекрывших континентальную кору террейна. В глубинных условиях, синхронно с начавшимся метаморфизмом, формируется многоэтапный покровный синметаморфический структурный парагенезис.

Возможны три сценария начальных этапов коллизии, вслед за которыми начинается формирование гранито-гнейсовых куполов.

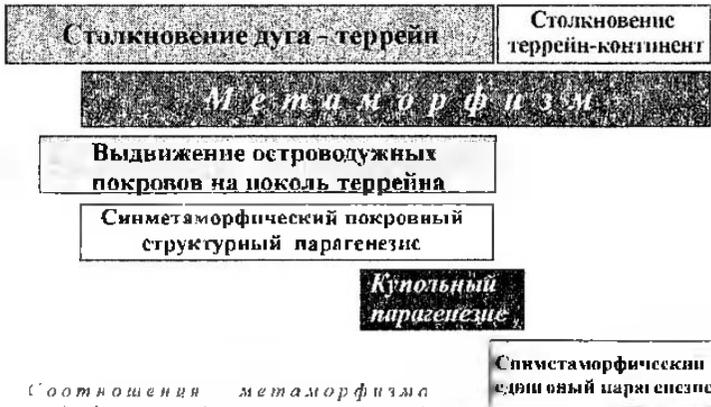
а – модель появления расплавных горизонтов, возникающих в результате частичного плавления вещества коры, инициированного коллизионным разогревом [Розен, Федоровский, 2000];

б – модель орогенов скандинавского типа [Dewey, 1988], предполагающая мощное утолщение коры, диапировый подъем глубинного материала, декомпрессию и плавление;

Доколлизийная латеральная система раннего палеозоя



500 ← время (млн лет) → 450



Соотношения метаморфизма и деформаций в коллизийной системе Ольховского региона

Рис. 3.33. Латеральный ряд доколлизийных структур и последовательность главных эпизодов коллизии в раннем палеозое (вверху), схема соотношения метаморфизма и деформаций в коллизийной системе Ольховского региона (внизу) [Федоровский, 1997]



Рис. 3.34. Аэрофотоснимок района Тонта–запад. Зона коллизионного шва «террейн–континент»

Слабо метаморфизованные породы раннего докембрия, составляющие фундамент Сибирской плиты, контактируют здесь через зону полимиктового меланжа с раннепалеозойскими гранулитами Ольхонского террейна. Контрастно выраженный в рельефе и на аэрофото Приморский разлом – молодая структура рифтогенной зоны Байкала. Именно этот разлом нередко принимают за границу метаморфических пород Приморского хребта и Ольхонского региона. На самом деле коллизионный шов, разделяющий континент и террейн, расположен юго-восточнее (белый пунтир)

в – модель отрыва слэба, когда под коллизионной зоной происходит отрыв сегмента субдуцированной океанической литосферы [Davies, von Blanckenburg, 1995], что сопровождается локальной перестройкой структуры конвекции, быстрым подъемом горячего астеносферного материала к подошве коры в зоне коллизионного шва, плавлением поддвигающейся мантии и появлением подкорковых камер базальтов.

Независимо от выбранного сценария, результат будет сходным: подъем геоизотерм в коре, высокоградиентный метаморфизм, ремобилизация древней континентальной коры фундамента террейна, тектонически перекрытого островодужными аллохтонами и экранированного ими. В пределах верхней коры происходит концентрация гранитного материала и формирование гранито-гнейсовых куполов. Их ядра, развиваясь главным образом за счет ремобилизованных пород фундамента террейна,

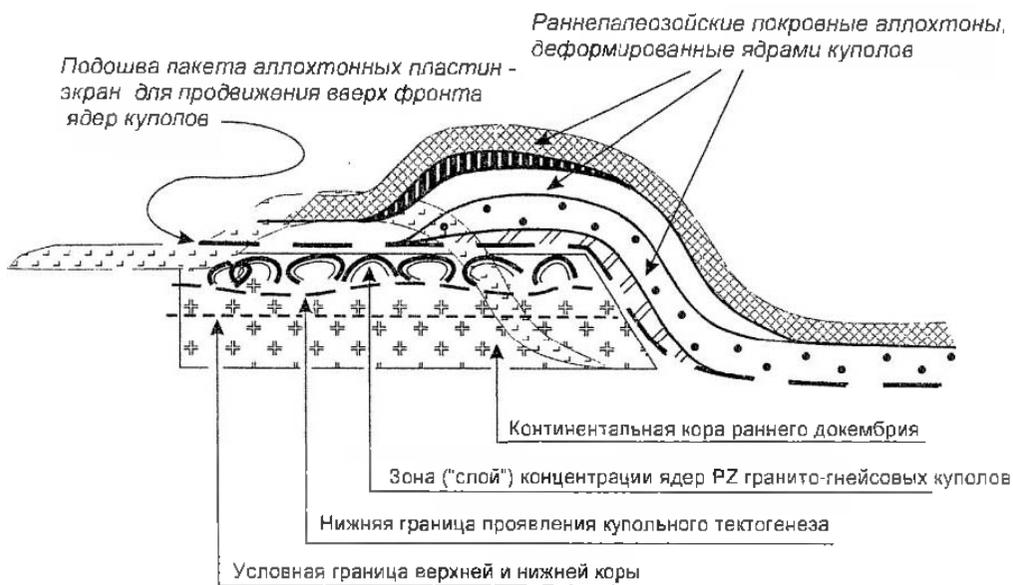


Рис 3.35. Схема, иллюстрирующая расположение гранито-гнейсовых куполов в коллизионной зоне Западного Прибайкалья [Федоровский, 1997]

создают некое подобие «слоя», расположенного между инфра- и супраструктурой (рис. 3.35).

Мощность «слоя» гранито-гнейсовых куполов зависит от многих факторов. в первую очередь, вероятно, от интенсивности и длительности процесса ремобилизации, состава пород фундамента, верхней и нижней коры в целом. В Ольхонском регионе подошва этого «слоя» не вскрыта, так как эрозионный врез здесь невелик. Судя по береговым скалам, сплошным кольцом окружающим практически все побережье Байкала и острова Ольхон, – первые сотни метров мощности гнейсово-купольного слоя реально наблюдаются. На самом деле она наверняка значительно больше.

В конце купольного эпизода в режиме «косой коллизии» произошло столкновение Ольхонского террейна с Сибирской континентальной плитой. Терреин несет на спине покровно-складчатые аллохтоны, уже деформированные в процессе купольного тектогенеза. Господствующее развитие получают сдвиговые дислокации [Федоровский и др., 1995, 1997]. Крупные и мелкие сдвиговые пластины взаимодействуют между собой в региональном поле напряжений правосдвигового характера. Происходит сжатие и расплющивание ранее возникших линейно-складчатых и купольных зон, их изгиб в крупные сигмоиды. Жесткие геологические тела (метагабброиды, ультрабазиты), а также ядра гранито-гнейсовых куполов испытывают вращение (возникают

вихревые структуры). Неравномерное скольжение сдвиговых пластин друг относительно друга значительно нарушает досдвиговую систему, сопровождается формированием резко оттянутых линзовидных окончаний сдвиговых пластин, развитием блостомилонитов. Многочисленные разрывы сплошности коры, сопровождающие сдвиговый тектогенез, вскрывают «закупоренные» (экранированные оболочкой) ядра гранито-гнейсовых куполов, что привело к декомпрессии, выплавке и формированию огромного числа синметаморфических гранитных жил, проникающих в вышележащие аллохтоны.

4. ГРАНИТОИДЫ В КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА (глубинный срез коллизионной области)

Представляется необходимым остановиться на строении основания кратона более подробно, с тем чтобы осветить вопросы коллизионного гранитообразования на наиболее глубоких уровнях, соответствующих нижней коре. Это необходимо, поскольку на этом уровне глубинности признаки процессов коллизии не столь очевидны и в каждом отдельном случае требуют специальных, большей частью изотопно-геохронологических доказательств. Некоторые из них получены в последнее время и поэтому излагаются здесь в качестве обоснования предлагаемой общей концепции коллизионного гранитообразования.

4.1. Коллизионная система палеопротерозоя

Террейны, складчатые пояса и коллизионные зоны

Современное состояние знаний, и в особенности успехи изотопно-геохронологических исследований показывают, что Сибирский кратон представляет собой результат раннепротерозойской аккреции древних террейнов, как и другие древние кратоны (см. напр., [Hoffman, 1988]). По существу Сибирский кратон представляет собой древнюю коллизионную область, эродированную до уровня низов верхней, а в значительной части – и нижней коры [Розен и др., 2000; Смелов и др., 1998а,б; Rosen et al., 1994; Sharkov et al., 1995 и др.]. Кратон занимает площадь около $4 \cdot 10^9$ км² и включает ряд тектонических элементов, сформированных в архее и раннем протерозое, которые большей частью перекрыты рифей-фанерозойскими отложениями чехла мощностью 1–8 км, в среднем около 4 км. С севера и востока кратон обрамлен складчатыми существенно осадочными поясами фанерозойского форланда (Таймырский и Верхоянский пояса), а с юга и запада располагаются вулканические орогенные пояса: палеозойский – Центрально-Азиатский, и мезозойский – Монголо-Охотский.

Кристаллическое основание кратона выходит на поверхность лишь в пределах щитов и тектонических поднятий, составляющих не более 30 % площади кратона. Различные схемы строения Сибирского кратона предложены в последние десятилетия Р.А. Гафаровым [Гафаров и др., 1978], Г.С. Гусевым [Гусев и др., 1985], Н.С. Маличем [Геохронологические..., 1987], К.Б. Мокшанцевым [Мокшанцев и др., 1975], А.А. Николаевским [1968], Л.А. Савинским [1972], Э.Э. Фотиади [Фотиади и др., 1990] А.Л. Яншиным и Ч.Б. Борукаевым [1988] и другими исследователями. Большинство

из них базировалось на комплексном анализе геологических и геофизических данных, отдавая приоритет тем или другим. Изотопно-возрастные данные в основном появились позднее, что позволило представить историко-геологические модели тектонического районирования кратона на основе изотопного датирования процессов формирования и метаморфизма отдельных тектонических элементов [Добрецов, 1896; Дук и др., 1989; Ковач и др., 1999; Розен и др., 2000; Рундквист, Митрофанов, 1988; Смелов и др., 1998а,б; Frost et al., 1998; Jahn et al., 1998; Rosen et al., 1994; Rosen, 1995в]. Используемое в данной работе представление о террейнах относится к тем площадным элементам структуры (так называемым тектоническим блокам [Смелов и др., 1998а,б и др.]), которые первоначально развивались независимо друг от друга как изолированные микроконтиненты и притом в разное геологическое время, а разделяющие их зоны разломов обнаруживают признаки тектонического сдвигания и надвигания, свойственные зонам столкновения (коллизии) континентальных масс. Разделяющие эти блоки зоны разломов (коллизионные зоны) представляют собой реликтовые сутурные швы, оставшиеся на месте столкновения микроконтинентов внутри горных сооружений, которые позднее были глубоко эродированы. Эти зоны отличаются интенсивным знакопеременным магнитным полем и отчетливо прослеживаются под чехлом на расстояния более 1000 км.

Аккреция микроконтинентов, по-видимому, происходила в течение ряда этапов, когда отдельные террейны, прежде чем объединиться в структуру кратона в целом, формировали более крупные единицы (супертеррейны), которые обозначены ниже как тектонические провинции (рис. 4.1). По наблюдениям в обнаженных участках и интерпретации геофизических данных по закрытым территориям можно выделить следующие тектонические провинции: Тунгусскую, Анабарскую, Оленекскую, Алданскую и Становую, которые в свою очередь состоят из разнородных тектонических блоков – архейских террейнов, и включают раннепротерозойские складчатые орогенные пояса. Гранулит-гнейсовые и гранит-зеленокаменные ареалы, выделенные ранее в качестве самостоятельных подразделений фундамента кратона [Петров и др., 1985], отнесены к категории архейских террейнов [Rosen et al., 1994]. Они занимают большую часть площади и подразделяются по преобладанию, соответственно, гранулитовых комплексов в первых, и гранитоидов, ассоциированных с вулканогенными, преимущественно базальтоидными синформами – во вторых подразделениях.

Гранулитовые комплексы состоят главным образом из двупироксеновых плагиогнейсов, эндрбитов, основных кристаллосланцев (предположительно островодужные метавулканиты [Rosen, 1992]), а также метакарбонатов и кварцитов гранулитовой фации метаморфизма. Они смяты в узкие, с размахом крыльев в первые километры, изоклиналиные складки, группирующиеся в пакеты, сложно сочлененные по касательным синметаморфическим разломам. Под покровом чехла они прослеживаются благодаря интенсивным линейным положительным магнитным полям (ΔT_a) и повышенным гравитационным полям (см. [Геншафт 1996]). Гранит-зеленокаменные террейны включают обширные изометричные ареалы гранитоидов, среди которых локализованы линейные осадочно-вулканогенные зеленокаменные пояса, отличающиеся присутствием ультраосновных лав – коматиитов [Попов и др., 1990]. Эта ассоциация достаточно отчетливо выделяется по слабо отрицательным нелинейным, мозаичным магнитным полям и пониженным гравитационным полям, в которых выделяются крупные погребенные гранитные массивы [Хорева, 1987] и линейные раз-

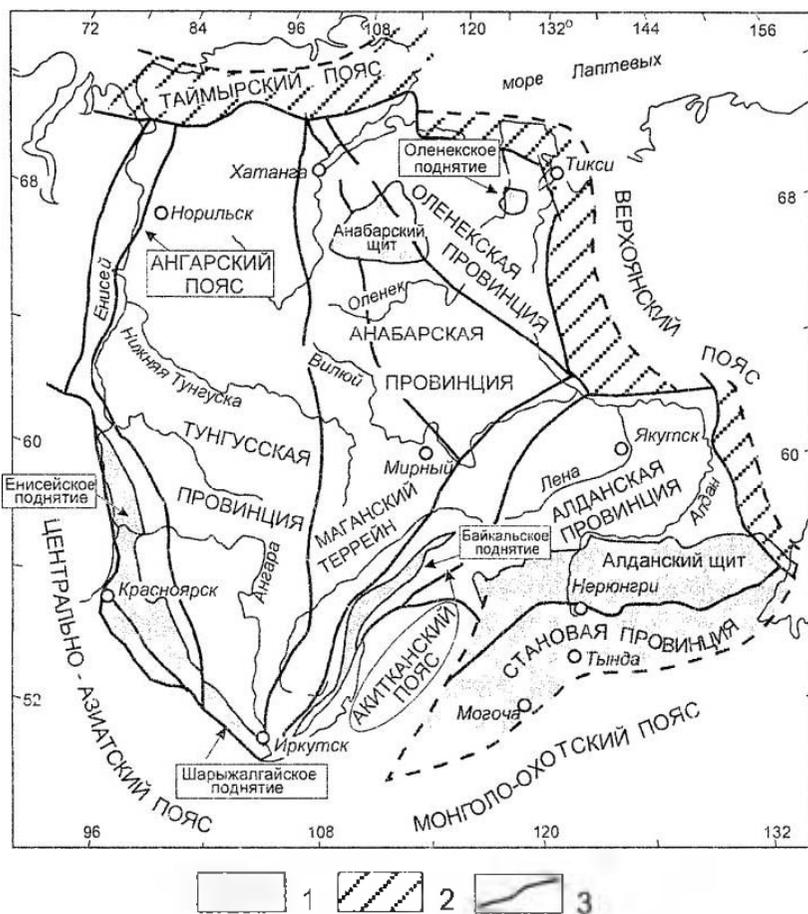


Рис. 4.1. Основные элементы структуры фундамента Сибирского кратона (по данным [Rosen et al., 1994] с исправлениями и дополнениями)

1 – области выхода фундамента на дневную поверхность; 2 – пассивные окраины, перекрытые мощным деформированным чехлом рифей-фанерозойских отложений; 3 – главные тектонические границы

ноориентированные зеленокаменные пояса и/или основные–ультраосновые интрузии с высоким положительным магнитным полем [Гафаров и др., 1978]. Коллизионные зоны разломов представляют собой реликтовые сутурные швы, оставшиеся внутри коллизионных горных сооружений после столкновения микроконтинентов. Эти зоны отличаются интенсивным знакопеременным магнитным полем и отчетливо прослеживаются под чехлом на расстояния более 1000 км. При ширине от первых километров и до 30 км зоны обычно сложены бластомилонитовым меланжем, где в гнейсово-мигматитовом апомилонитовом матриксе (амфиболитовая фация), содержащем согласные и секущие жиллообразные тела автохтонных гранитов, заключены

тектонические блоки пород прилегающих террейнов, подвергшиеся амфиболитовому метаморфизму в связи с проникновением водного флюида вдоль поверхности надвижения.

Структура кратона: изотопно-геохронологический аспект

Тунгусская провинция, наиболее крупная, расположена в западной половине кратона, где наибольшую площадь занимает Тунгусский гранит-зеленокаменный террейн. Он большей частью перекрыт отложениями платформенного чехла и лишь на юге выходит на поверхность в пределах Шарышалгайского поднятия, где вулканиды и осадочные породы Онотского зеленокаменного пояса, сформированные 3,25 млрд. лет назад, слабо метаморфизованы 2,8–2,7 млрд. лет назад, залегают среди гранулитов с возрастом метаморфизма 2,5–2,4 млрд. лет [Aftalion et al., 1991], и весь комплекс интродуцирован коллизионными гранитами 1,96–1,95 и 1,87–1,82 млрд. лет назад (обзор в [Мехоношин, 1999; Rosen et al., 1994]). Предположительно в это время по разломам в зону коллизии были выдвинуты глубоко метаморфизованные мафит-ультрамафитовые породы, представляющие фрагменты субдуцированной океанической коры [Скляров и др., 1999] и, возможно, нижней коры и литосферной мантии [Sharkov et al., 1995].

Ангарский складчатый пояс [Ножкин, 1999; Rosen et al., 1993] обрамляет Тунгусский террейн с запада и юго-запада, обнажен в Енисейском Кряже и Присяянье и прослеживается на север до Таймыра под отложениями чехла благодаря линейному отрицательному аномальному магнитному полю и пониженному гравитационному полю [Розен, Костюченко, 1998]. Его гранулитовый фундамент сформирован 2,73 млрд. лет назад, содержит чарнокитовые мобилизаты с возрастом 1,83 млрд. лет. Метавулканиды (биотит-роговообманковые гнейсы) здесь формировались одновременно с гранито-гнейсовыми куполами 2,2–1,9 млрд. лет назад [Ножкин, 1999], а гигантские линейные массивы гранитов (Саянский и Таракский) внедрились 1,90–1,78 млрд. лет назад. Эта ассоциация позволяет предполагать здесь режим активной континентальной окраины в конце раннего протерозоя [Ножкин, 1999; Rosen et al., 1993], сохранившийся и в рифее, когда в центральной части накапливались вулканиды и формировались гранито-гнейсовые купола (0,87 млрд. лет назад) [Ножкин и др., 1999]. Позднее на это палеопротерозойское основание надвинулись рифей-вендские офиолиты и островодужные вулканиды Исаковского террейна [Верниковский, 1996] и Предивинского террейна с возрастом 0,64 млрд. лет [Верниковский и др., 1999; Черных, 2000].

На юго-западной окраине Тунгусской провинции располагается [Ножкин и др., 1999; Туркина и др., 1998] сложный *Канский гранит-зеленокаменный террейн* (формирование – 3,26 млрд. лет, островодужный магматизм 2,3 млрд. лет, гранитный магматизм 1,90–1,75 млрд. лет) и Дербинский метаседиментогенный складчатый пояс с возрастом островодужного фундамента 1,9 млрд. лет и метаморфизмом 0,8 млрд. лет назад [Ножкин и др., 1999].

На востоке Тунгусская провинция ограничена гигантской субмеридиональной *Саяно-Таймырской разломной зоной*, которая, по существу, разделяет весь Сибирский кратон на восточную и западную половины. Она прослеживается под отложени-

ями платформенного чехла по резкой смене линейных геофизических полей Маганского террейна на мозаичные, присущие Тунгусскому террейну, а выходит на поверхность лишь в своем южном окончании, западнее оз. Байкал, где поздний метаморфизм шарыжалгайской серии около 2,0–1,8 млрд. лет назад (см. выше) [Zonenshain et al., 1989; Aftalion et al., 1991] предположительно обусловлен коллизионными процессами.

Центральную и северо-восточную часть кратона занимают Анабарская и Оленекская тектонические провинции, изученные более подробно в последнее время в пределах Анабарского щита (рис. 4.2, 4.3) [Розен и др., 2000]. Полученные данные рассматриваются более детально, поскольку они позволяют создать определенную картину возрастных соотношений различных процессов, реализовавшихся внутри единого коллизионного горного сооружения, а именно: ареального метаморфизма в террейнах и гранитообразования в коллизионных зонах. В пределах Анабарского щита выполнены многочисленные определения возраста K-Ar методом (обзор в [Бибикина и др., 1985]). Хотя эти данные не позволяют достоверно датировать отдельные конкретные события в полиметаморфических комплексах, но взятые в целом, они характеризуют возраст наиболее поздних тектоно-термальных явлений. Опубликованные значения возраста группируются преимущественно в интервале 1,8–2,2 млрд. лет, в ряде случаев обнаруживают хорошую сходимость с данными более точных методов и указывают на то, что последние наиболее интенсивные термальные события происходили в конце палеопротерозоя. Напротив, о более древних процессах становления коры, протекавших в архее и раннем палеопротерозое, свидетельствуют определения Sm-Nd модельных возрастов пород в керне глубоких скважин, а также в коровых ксенолитах кимберлитов [Смелов и др., 1998б] на востоке Сибирского кратона, включая Анабарский и Алданский щиты и сопредельные пространства, хотя эти данные и не позволяют пока провести более детальную интерпретацию по отдельным конкретным объектам. Значительный объем датирования, выполненный ранее U-Pb изотопным методом по цирконам, в том числе и на микрозондовом анализаторе SHRIMP, использован далее в тексте. Новые Sm-Nd изотопные исследования выполнены в ИГЕМ РАН на масс-спектрометре Finnigan-Mat 262 в статическом режиме измерений. Учет фракционирования изотопов Nd осуществлялся путем нормирования изотопных отношений Nd по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$. Параллельные анализы стандартного образца La Jolla дали средний результат $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,511841\pm 20$ (2 σ ед., N=22). При расчете изохрон по методу Йорка [York, 1966] приняты аналитические погрешности: $\pm 0,2\%$ для $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (долговременная воспроизводимость анализа стандартного образца BCR-1) и $\pm 0,000020$ для $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (воспроизводимость анализа стандарта La Jolla). Ошибка определения концентраций Sm и Nd составляла 1–2% отн. (для монацита погрешность могла возрастать до 5–10% отн. за счет ошибки взвешивания). Полученные новые данные по Sm-Nd изотопному исследованию пород террейна приведены в таблицах 4.1, 4.2, а все имеющиеся изотопные датировки для региона суммированы в таблице 4.3.

Анабарская провинция включает Маганский и Далдынский гранулит-гнейсовые террейны и Мархинский гранит-зеленокаменный террейн.

Маганский террейн обнажен по обоим берегам р. Маган в западной части щита и сложен преимущественно плагиогнейсами, эндебитами и чарнокитами верхнеанабарской серии и метакarbonатами, метабазитами и плагиогнейсами вюрбюрской се-

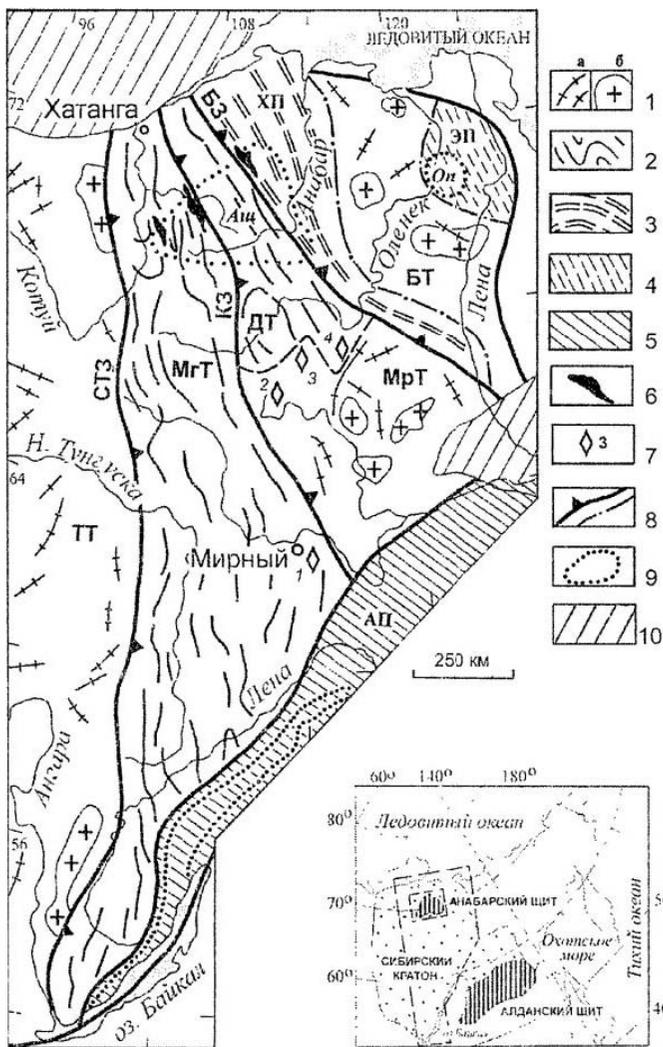


Рис. 4.2. Террейны и коллизонные зоны в фундаменте северо-востока Сибирского кратона

1 – гранит-зеленокаменные ареалы: а – зеленокаменные пояса и основные ультраосновные интрузии, б – гранитные плутоны (по геофизическим данным); 2 – гранулит-гнейсовые ареалы – тироксеновые плагиогнейсы, эгидербиты, чарнокиты и метабаты (далдынская и верхнеанабарская серии в пределах Анабарского щита); 3 – гранулитовые парагнейсы и метакarbonate (хапчанская серия Анабарского щита); 4 – зеленосланцевые кислые вулканиты, терригенные отложения (зекитская серия Оленекского поднятия) и гранитоиды; 5 – известково-щелочные вулканиты, углеродисто-кремнистые осадки и гранитоиды, зеленосланцевая до амфиболитовой фации (Акитканский складчатый пояс); 6 – анортозитовый комплекс; 7 – кимберлитовые поля, в которых датированы коровые ксенолиты (1 – Мирнинское, 2 – Алакитское (Алакит-Мархинское), 3 – Далдынское, 4 – Мунское (Верхнемунское)); 8 – главные разломы, зоны расслаивания и прочие разломы; 9 – границы обнаженного фундамента; 10 – области повышенной мощности чехла (более 8 км). Буквами обозначены: ТТ, МгТ, ДТ, МрТ, БТ – Тунгусский, Маганский, Далдынский, Мархинский и Биректинский террейны, соответственно; СТЗ, КЗ, БЗ – Саяно-Таймырская, Котуйканская и Билаяхская шовные (коллизонные) зоны; ХП, ЭП – Анабарский, Зекитский и Акитканский складчатые пояса; Ац, Оп – Анабарский щит и Оленекское поднятие, соответственно

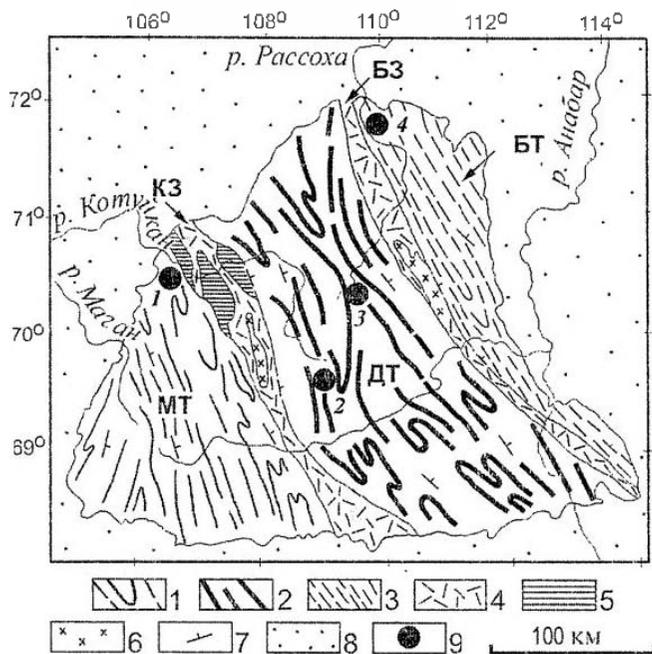


Рис. 4.3. Схема строения Анабарского щита и места отбора проб для изотопного Sm-Nd исследования

1 – ортопироксеновые плагиогнейсы, чарнокиты и метакарбонаты; 2 – ортопироксеновые плагиогнейсы, двупироксеновые метабициты; 3 – гранатовые гнейсы и метакарбонаты; 4 – бластомилониты, бицитрогвообманковые мигматиты и гнейсы; 5 – Котуйканская группа массивов анортозитов; 6 – коллизионные гранитоиды; 7 – наклон слоев и изоклиальных складок, большей частью 50–80°; 8 – рифей-фанерозойские терригенные и карбонатные отложения платформенного чехла; 9 – участки отбора образцов: 1 – Маганский террейн, район впадения р.Вюрбюр в р.Котуйкан, 2, 3 – Далдынский террейн: 2 – верховья р.Котуйкан, 3 – верховья р.Налим-Рассоха; 4 – Биректинский террейн, среднее течение р.Налим-Рассоха. Буквами обозначены: МТ, ДТ, БТ – Магалский, Далдынский и Биректинский террейны, соответственно; КЗ, БЗ – Котуйканская и Биляхская коллизионные зоны

рии, распространенной в северо-восточном углу обнаженной на Анабарском щите части террейна [Злобин, Розен, 1998]. Гранулитовый метаморфизм пород террейна характеризуется параметрами $P=7-9$ кбар, $T=780-850^{\circ}\text{C}$ [Вишневский, 1978, 1988]. Гранулитовые метавулканиты Маганского террейна датированы в верховьях р. Вюрбюр на западе Анабарского щита U-Pb методом. Возраст цирконов меланократового бескварцевого двупироксенового плагиогнейса верхнеанабарской серии, извлеченных отдельно из плагиоклазов и пироксенов, по верхнему пересечению дискордии с конкордией равен $2,42 \pm 0,01(2\sigma)$ млн. лет (расчет по данным [Бибикова и др., 1988]). Нахождение циркона внутри разных породообразующих метаморфических минералов плагиогнейса скорее указывает на то, что циркон сохранился от исходной вулканогенной породы и, очевидно, датирует время вулканизма Маганского террейна примерно как 2.4 млрд. лет. Данные по Sm-Nd изотопному датированию характеризуют породы вюрбюрской серии (см. табл. 4.1–4.3): гранулитовые метавулканиты (плагиогнейсы–метаандезиты), обр. 3320.7, кристаллические сланцы (метабазальты),

Sm-Nd изотопные данные, минеральные и валовые изохроны для гранулитов и анортозитов Анабарского щита и гранулитов прилегающего с юга региона (Мархинский террейн)

Обр., мин	Sm, мкг/кг	Nd, мкг/кг	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС				
Магаиский террейн				
331.5 WR	0,733	4,30	0,10290	0,511073±11
3320.2 WR	1,705	9,98	0,10330	0,511009±8
3336.1 WR	3,200	19,7	0,10100	0,510992±7
3261.1 WR	2,360	14,38	0,09934	0,510883±8
3262.4 WR	2,940	21,60	0,08226	0,510683±9
3320.5 WR	3,830	17,51	0,13220	0,511490±7
3320.3 WR	3,59	20,3	0,10703	0,511034±7
3320.7 WR	7,22	41,22	0,10591	0,511157±6
Далдынский террейн				
АН-14.	Изохрона: T=1938±млн. лет, E Nd(T)=-10,8±0,5, СКВО=0,97			
WR	11,47	75,20	0,09221	0,510744±10
Pl	2,297	16,80	0,08265	0,510643±9
Ga	6,626	18,95	0,21137	0,512276±9
Mnz-1	1,653 (%)	10,57 (%)	0,09451	0,510787±8
Mnz-2	1,984 (%)	13,48 (%)	0,08901	0,510724±9
Mnz-3	1,754 (%)	11,83 (%)	0,08965	0,510724±7
Mnz-4	1,895 (%)	12,40 (%)	0,09239	0,510741±7
АН-61	Изохрона: T=1905±70 млн. лет, E Nd(T)=-0,4±0,8, СКВО=0,98			
WR	1,518	10,83	0,08471	0,511212±9
Pl	0,466	5,679	0,04961	0,510773±6
Px	3,691	21,28	0,10486	0,511455±5
Ap	321,9	1775,4	0,10961	0,511533±8
Ilm	1,365	9,393	0,08787	0,511267±9
H2/113	Минеральная изохрона: T=1884±5 млн. лет [Неймарк и др., 1992]			

1. Отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ даны относительно стандарта La Jolla: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,511838\pm 15$. Ошибка определения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ не хуже 0,2% отн. (2σ), ошибка определения концентраций Sm и Nd не хуже 1% отн., остальные пояснения в тексте. 2. Здесь и далее сокращения петрографических терминов: Q, Pl, Scap, Kfsp, Crx, Орх, Вi, Нb, Ga, Ca, Di, Ap, Mt, Ilm, Ti, Mnz, WR – кварц, плагиоклаз, скалолит, калишпат, клинопироксен, ортопироксен, биотит, роговая обманка, гранат, кальцит, доломит, апатит, магнетит, ильменит, титанит, монацит, порода в целом, соответственно. 3. Порода и место отбора образца. **ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС. Магаиский террейн.** Метаседиментарные породы: 331.5 – Crx-Scap кальцифир, подраздел рр. Сон-Юрех и Котуйкан, 3320.2 – Crx-Scap кальцифир, подраздел рр. Вюрбюр и Лобастах, 3336.1 – Crx-Scap кальцифир, подраздел рр. Вюрбюр и Котуйкан, 3261.1 – Вi-Ga гнейс, там же, 3262.4 – Орх-Ga гнейс, там же. Метавулканогенные породы: 3320.5 – Орх-Ga гнейс, подраздел рр. Вюрбюр и Лобастах, 3320.3 – 2Рх сланец, там же, 3320.7 – 2Рх-Pl гнейс, там же [Злобин и др., 1999]. **Далдынский террейн.** АН-14 – Ga гнейс, верховья р.Котуйкан, АН-61 – эндербит, верховья р.Налим-Рассоха [Журавлев, Розен, 1991], H2/113 – Ga амфиболит, трубка Новинка, Мунское кимберлитовое поле [Неймарк и др., 1992] **Биректинский террейн.** АН-82, АН-91 – Ga гнейсы, среднее течение р.Налим-Рассоха [Журавлев, Розен, 1991]; У-2030а – Ga-2Рх гнейс, трубка Удачная, Далдынский кимберлитовое поле [Неймарк и др., 1992]. **АНОРТОЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС.** Образцы отобраны в среднем течении р.Котуйкан, анортозитовый массив Восточный. Пироксеносодержащие породы анортозитового комплекса: Обр. 884-1 – гигантозернистый анортозит с кристаллами плагиоклаза до 20 см; 884-2Р – среднезернистый норит с участками, обогащенными плагиоклазом размером 15–20 см; 884-3 – аббро-норит с участками, обогащенными пироксеном размером 10–15 см; 884-6 – пироксенит, сложен кристаллами ортопироксена размером до 20 см, перекристаллизованными в краевых частях; 884-6, 885-4, 885-5, 885-6, 885-7 – апатитносные габбро-нориты, 885-2 – долерит протерозойского габброидного дайкового комплекса, сущего анортозиты в Котуйканской коллизионной зоне [Розен и др., 2000]; 783-1 – пироксеновый анортозит [Суханов и др., 1990].

Биректинский террейл				
АН-82	Изохрона: $T=1916 \pm 3$ млн. лет, $\epsilon Nd(T) = +0,3 \pm 0,1$, СКВО=0,06			
WR	5,942	34,52	0,10405	0,511481 \pm 10
PI	5,048	44,76	0,07798	0,511156 \pm 8
Ga	9,227	11,58	0,48163	0,516245 \pm 10
АН-91	Изохрона: $T=1906 \pm 14$ млн. лет, $\epsilon Nd(T) = -0,6 \pm 0,3$, СКВО=0,34			
WR	6,226	34,08	0,16168	0,511517 \pm 10
PI	2,720	19,05	0,08631	0,511229 \pm 11
Ga	11,84	38,01	0,18825	0,512498 \pm 11
Ap	450,7	1111,9	0,24503	0,513216 \pm 7
Mnz	2,640 (%)	16,58 (%)	0,09626	0,511348 \pm 8
Мархинский террейл				
У-2030а	Минеральная изохрона: $T=1756 \pm 6$ млн. лет [Неймарк и др., 1992]			
АНОРТОЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС				
884-1 - 885-7	Валовая изохрона: $T=2,55 \pm 0,05$ млрд. лет, $\epsilon Nd(T) = -2,6$, СКВО=1,0			
884-1 WR	1,82	7,68	0,12756	0,511340 \pm 8
884-2P WR	0,303	2,07	0,08854	0,510680 \pm 8
884-3 WR	0,916	4,37	0,12682	0,511335 \pm 8
884-6 WR	0,586	2,3	0,15427	0,511809 \pm 7
885-3 WR	9,31	50,8	0,1168	0,511157 \pm 9
885-4 WR	7,12	24	0,17916	0,512195 \pm 8
885-5 WR	875	39,5	0,13401	0,511452 \pm 8
885-6 WR	2,61	12	0,13161	0,511414 \pm 7
885-7 WR	1,09	5,73	0,11497	0,511143 \pm 7
783-1	Минеральная изохрона: $T=2,18 \pm 0,01$ млрд. лет, $\epsilon Nd(T) = -6,1$, СКВО = 1,0 [Суханов и др., 1990]			
WR	0,246	1,120	0,1328	0,511419 \pm 100
PI	0,114	0,794	0,0864	0,510738 \pm 70
Opх	0,138	0,430	0,1931	0,512260 \pm 60
Срх	2,09	5,22	0,2419	0,512982 \pm 50
885-2 WR	4,86	19,4	0,15194	0,512336 \pm 9

обр. 3320.3, метаграувакки (гранатовые гнейсы, обр. 3261.1, 3262.4, 3262.5) и метакрбонаты (кальцифиты, обр. 331.5, 3320.2, 336.1). Модельный возраст $T(DM)Nd$ метавулканитов (обр. 3320.3, 3320.7) находится в интервале значений 2,80–3,01 млрд. лет и отражает либо возраст магматического источника этих расплавов в древней нижней коре, либо значительную контаминацию мантийных расплавов веществом этой нижней коры. Для метаграувакк (обр. 3261.1, 3262.4, 3262.5) и терригенной примеси в карбонатах (обр. 331.5, 3320.2, 336.1) модельный возраст $T(DM)Nd$ составляет 2,84–3,09 млрд. лет и, по-видимому, определяет усредненный возраст пород древнего основания, обнаженных в то время в области размыва и, вероятно, представленных в настоящее время гранулитовыми метавулканитами верхнеанабарской серии. На крайнем юге террейна, в кимберлитовой трубке Мир, модельный возраст амфиболитового ксенолита $T(DM)Nd=3,0$ млрд. лет [Неймарк и др., 1992], по-видимому, характеризует возраст фундамента террейна. Наверное именно этот фундамент выступал как источник обломочного материала осадков и как контаминант (или альтернативно – исходный субстрат) для магмы вулканитов. Величины $\epsilon Nd(T)=-0,9--4,2$ ($T=2,4$ млрд. лет) для всех изученных пород свидетельствуют о значительной изотоп-

Величины модельного Sm-Nd возраста T(DM) и ε Nd(T) для гранулитового и анортозитового комплексов северо-востока Сибирского кратона

Образец	Порода	Минеральный состав	T(DM), млрд. лет	ε Nd(T)
1	2	3	4	5
ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС				
Маянский террейн (для ε Nd(T) принято T=2,4 млрд.лет)				
331.5	Кальцифир	Ca-Scap-Cpx-Ti	2,84	-1,6
3320.2	то же	Ca-Scap-Cpx-Ti	2,94	-3,0
336.1	то же	Ca-Scap-Cpx-Ti	2,90	-2,6
3261.1	Ga гнейс	Q-Pl-Ga-Bi-Mt	3,00	-4,2
3262.4	то же	Q-Pl-Ga-Orx-Mt	2,85	-2,8
3320.5	то же	Q-Pl-Ga-Orx-Mt	3,09	-2,5
3320.3	2Pх metabазальт	Pl-Cpx-Orx-Ti	3,01	-3,6
3320.7	2Pх метаандезит	Pl-Q-Orx-Cpx-Ti	2,80	-0,9
M-4	Амфиболит	Pl-Cpx-Hb-Ga	3,01	-3,3
Далдынский террейн (для ε Nd(T) принято T=3,1 млрд.лет)				
АН-14	Ga гнейс	Q-Pl-Kfsp-Bi-Ga-Mt	3,00	+4,8
АН-16	Кальцифир	Ca-Dl-Cpx	3,13	+2,9
АН-17	Кварцит	Q-Orx-Pl-Mt	3,19	+2,3
АН-22	Эндрбит	Q-Kfsp-Pl-Cpx-Orx-Mt	3,16	+2,4
АН-61	Эндрбит	Q-Kfsp-Pl-Cpx-Orx-Mt	2,18	+2,4
H-2/113	Амфиболит	Pl-Cpx-Hb-Ga	2,92	+4,9
ЗП-12/230	Ga-2Pх-Pl гнейс	Pl-Orx-Cpx-Hb-Ga-Q	3,12	+2,9
ЗП-12/289	то же	Pl-Orx-Cpx-Hb-Ga-Q	3,27	+1,3
ЗП-15/340	то же	Pl-Orx-Cpx-Hb-Ga-Q	2,90	+6,7
Биректинский террейн (для ε Nd(T) принято T=2,3 млрд.лет)				
АН-82	Ga гнейс	Q-Kfsp-Pl-Cpx-Bi-Mt	2,32	+2,4
АН-91	то же	Q-Kfsp-Pl-Cpx-Bi-Mt	2,41	+1,4
АН-92	Cpx-Scap метакарбонат	Ca-Dl-Cpx-Scap-Ti	2,41	+1,4
АН-101	Кальцифир	Dl-Pl-Cpx-Ti	2,44	+1,1
Мархинский террейн (для ε Nd(T) принято T=2,4 млрд.лет)				
У-2030a	Ga-2Pх-Pl гнейс	Pl-Orx-Cpx-Hb-Ga-Q	2,52	+4,5
У-2295	Ga-2Pх-Pl гнейс	Pl-Orx-Cpx-Hb-Ga-Q	2,48	+4,5

* Для ε Nd(T) принято T = 1,97 млрд.лет по времени начала коллизии. 1. Приняты при расчетах параметры деплезированной магниты (DM): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,21365$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513151$. 2. Средний модельный возраст субстрата *Маянского* террейна составляет $2,94 \pm 0,09$ млрд.лет, *Далдынского* террейна – $3,08 \pm 0,12$ млрд. лет, *Биректинского* и *Мархинского* террейнов 2,4–2,5 млрд. лет. 3. Геологическое положение и места отбора образцов: ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС АНАБАРСКОГО ЦИТА в пределах *Маянского* террейна: обр. 331.5, 3320.2, 336.1, 3261.1, 3262.4, 3320.5, 3320.3, 3320.7 – вюрбюрская серия, бассейн р.Вюрбюр [Злобин и др., 1999]; в пределах *Далдынского* террейна: обр. АН-14, АН-16, АН-17, АН-22 – далдынская серия, верховья р.Котуйкан [Журавлев, Розен, 1991] (обр. АН-61, верховья р.Налим-Рассоха, характеризует более поздние интрузии и не входит в древний субстрат Далдынского террейна); в пределах *Биректинского* террейна: обр. АН-82, АН-91, АН-92, АН-101 – халчанская серия, среднее течение р.Налим-Рассоха [Журавлев, Розен, 1991]. Коровые включения в кимберлитах [Неймарк и др., 1992]: Мархинского кимберлитового поля – обр. М-4 – трубка Мир; Мунского кимберлитового поля – обр. H2/113 – трубка Новинка, обр. ЗП-12/230, ЗП-12-289, ЗП-15-340 – трубка Заполярная, Далдынского кимберлитового поля: обр. У-2030a, У-2295 – трубка Удачная. АНОРТОЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС: массив Восточный, среднее течение р.Котуйкан. Местоположение и характеристика образцов приведены в табл. 4.1.

1	2	3	4	5
АНОРТОЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (для $\epsilon\text{Nd}(T)$ принято $T = 2,55$ млрд. лет)				
884-1	Анортозит	Pl-Orx-Mt	3,18	-2,7
884-2P	Норит	Pl-Orx-Crx-Mt	2,99	-2,7
884-3	Габбро-норит	Orx-Pl-Mt	3,16	-2,5
884-6	Пироксенит	Orx-Crx-Pl-Mt	3,42	-2,3
885-3	Габбро-норит	Pl-Orx-Crx-Ар	3,12	-2,7
885-4	Габбро-норит	Pl-Orx-Crx-Ар	4,18	-2,9
885-5	Габбро-норит	Pl-Orx-Crx-Ар	3,23	-2,6
885-6	Габбро-норит	Pl-Orx-Crx-Ар	3,2	-2,5
885-7	Габбро-норит	Pl-Orx-Crx-Ар	3,08	-2,4
783-1	Анортозит	Pl-Orx-Crx-Ар	3,24	-2,8
885-2	Долерит	Pl-Crx-Orx	2,01	+5,5 ^{*)}

Таблица 4.3

Обзорная таблица геохронологических данных по северо-востоку Сибирского кратона

Датировка, млрд лет	Метод	Исследованный материал	Литературный источник, порода, геологическая позиция, географическая привязка
1	2	3	4
Рифейский чехол, начало терригенной седиментации на пелелене			
1,65	K-Ar, Rb-Sr	слюды и валовые пробы	[Семихатов, 1993], глинистые и песчаные породы
Анабарский щит в целом			
1,8–2,2	K-Ar	слюды, полевые шпаты, валовые пробы	[Бибикова и др., 1985], полиметаморфические породы и гранитоиды
Южный и восточный склоны Анабарского щита и Алданыский щит			
3,45±0,70	T(Nd)DM	валовые пробы	[Смелов и др., 1998б, Jahn et al., 1998], метабазиты, гнейсы и гранитоиды
Маганский террейн			
2,42±0,02	U-Pb	циркон, в. п.	[Бибикова и др., 1988б], двупироксен-плагиоклазовый гнейс, верховья р. Вюрбюр
2,80–3,01	T(Nd)DM	валовые пробы	[Розен и др., 2000], метавулканиты, там же
2,84–3,09	T(Nd)DM	то же	[Розен и др., 2000], метагравуакки, кальцифиры
3,0	T(Nd)DM	то же	[Неймак и др., 1992], амфиболит, ксенолит в кимберлите трубки Мир
Далдынский террейн			
3,0±0,02	U-Pb	циркон, в. п.	[Бибикова и др., 1988; Розен и др., 1991], плагиогнейс-метаандезит далдынской серии, верховья р. Б. Куонамки
3,32±0,1	U-Pb, SHRIMP	циркон	[Бибикова и др., 1988], то же
3,35±0,4	U-Pb	циркон, 4 фракции, в. п.	[Степанюк и др., 1993], метабазит, среднее течение р. Б. Куонамки (устье р. Сербия)
3,1±0,08	Sm-Nd	изохрона по 8 валовым пробам	[Спирidonov и др., 1993], плагиогнейсы и метабазиты далдынской серии, среднее течение р. Катуйкан

*) в. п. – верхнее пресечение дискордии с колкординей.

1	2	3	4
Далдынский террей			
2.90–3.27	T(Nd)DM	валовые пробы	[Журавлев, Розен, 1991], плагиогнейсы, эндербиты и метабазиты, далдынская серия, верховья р. Налим-Рассоха, и [Неймарк и др., 1992], амфиболиты и плагиогнейсы ксенолитов Мунского кимберлитового поля
3.00–3.19	T(Nd)DM	то же	[Журавлев, Розен, 1991], кварциты, метаграуваки и кальшифры далдынская серия, верховья р. Налим-Рассоха
2.76±0.02	U-Pb	метаморфогенный циркон, в. п.	[Розен и др., 1991], плагиогнейс (метадацит) далдынской серии, верхнее течение р. Б. Куонамки
1.94±0.03	Sm-Nd	изохрона по 7 точкам	[Розен и др., 2000], гранат-плагиоклазовый гнейс, верховья р. Котуйкан
1.90±0.07	Sm-Nd	изохрона по 5 точкам	[Розен и др., 2000], эндербит, верховья р. Налим-Рассоха
1.88±0.01	Sm-Nd	изохрона по 5 точкам	[Неймарк и др., 1992], амфиболит, ксенолит в трубке Новинка Мунского кимберлитового поля
1.8±0.02	Sm-Nd	изохрона по 4 точкам	[Степанюк и др., 1993], двупироксен-плагиоклазовый мафитовой гранулит, среднее течение р. Б. Куонамки
Бирсктинский террей			
2.32–2.44	T(Nd)DM	валовые пробы	[Журавлев, Розен, 1991], гранатовые гнейсы – метаграуваки, метакрбонаты, халчанская серия, среднее течение р. Налим-Рассоха
1.92±0.003	Sm-Nd	изохрона по 3 точкам	Данная работа, гранатовые гнейсы – метаграуваки, халчанская серия, среднее течение р. Налим-Рассоха
1.91±0.014	Sm-Nd	изохрона по 5 точкам	[Розен и др., 2000], гранатовые гнейсы – метаграуваки, халчанская серия, среднее течение р. Налим-Рассоха
1.98	K-Ar	метаморфоген, слюды	[Крылов и др., 1963], зеленосланцевые кислые вулканиты экитской серии, Оленекское поднятие
1.85–2.08	K-Ar	слюды и валовые пробы	[Мокшанцев, 1979], граниты, прорывающие отложения экитской серии, Оленекское поднятие
Мархинский террей			
2.48–2.52	T(Nd)DM	валовые пробы	[Неймарк и др., 1992], гранат-двупироксеновый гнейс из ксенолита в трубке Удачная Далдынского кимберлитового поля
1.76±0.01	Sm-Nd	изохрона по 2 точкам	[Неймарк и др., 1992], то же
Котуйканская коллизонная разломная зона			
1.92±0.1	U-Pb	монацит, в. п.	[Степанов, 1974], синтетонические мигматиты в среднем течении р. Котуйкан
1.90–2.00	Pb-Pb	уранинит	То же
1.87–1.84	U-Pb	циркон, в. п.	[Степанов, 1974], жильные биотитовые граниты, там же
1.84±0.02	U-Pb	4 фракции циркона, в. п.	[Степанюк, 1991], жильные микроклиновые граниты, руч. Князева в бассейне р. Б. Куонамки

1	2	3	4
		Билляхская коллизионная разломная зона	
1,97±0,02	U-Pb	конкордантные, метаморфогенные цирконы	[Бибикова и др., 1988] гранатовые гнейсы (метаграувакки) хапчанской серии в краевой части Билляхской зоны, среднее течение р. Налим-Рассоха
1,80–1,81	K-Ar	сплюды и валовые пробы	[Крылов и др., 1963], субшелочные порфиридитные гранодиориты Билляхского массива в междуречье р. Налим-Рассоха и Б. Куонамки
		Анортозиты	
1,5–2,1	K-Ar	амфиболы, плагиоклазы	[Вишневский и др., 1974, Суханов, 1984]
2,18±0,02	Sm-Nd	изохрона по 4 точкам	[Суханов и др., 1990], пироксеновый анортозит, Центральный массив, среднее течение р. Котуйкан
2,55±0,05	Sm-Nd	валовая изохрона по 10 точкам	[Розен и др., 2000], пироксеновые анортозиты, габбро-нориты и пироксениты Восточного массива, среднее течение р. Котуйкан
2,01	T(Nd)DM	валовая проба	[Розен и др., 2000], дайка долерита, секущая анортозиты Восточного массива, среднее течение р. Котуйкан

ной эволюции основания ко времени накопления вулканогенно-осадочного комплекса (см. табл. 4.3).

Далдынский террейн, обнаженный в центральной части щита, сложен преимущественно метабазами и плагиогнейсами далдынской серии. Слоистое строение толщ и геохимические признаки показывают, что ассоциация плагиогнейсов и метабазитов сформировалась при гранулитовом метаморфизме вулканогенных толщ [Rosen, 1992], сложенных базальтами, андезитами и дацитами, относящихся к трем петрохимическим сериям: низкокалиевой, известково-щелочной и высококалиевой, выплавлявшихся в условиях, подобных островодужному магматизму. Гранулитовый метаморфизм проходил при $P=8-11$ кбар, $T=820-950^{\circ}\text{C}$ [Вишневский, 1978, 1988; Лутц, 1973, 1985]. Чарнокиты возникли за счет частичного плавления этих толщ в условиях гранулитовой фазии. В отдельных прослоях присутствуют также и седиментогенные породы: метаграувакки – гранатовые гнейсы, метакarbonаты – кальцифиры и ортопироксеновые кварциты. Породы образуют изоклиналильные складки с размахом крыльев в первые километры, фрагментированные разломами вдоль простирания и круто наклоненные на востоко-северо-восток вследствие надвигания при коллизии [Rosen, 1995a]. U-Pb изотопные исследования призматических, предположительно первично магматогенных, цирконов из плагиогнейса верховьев р. Большой Куонамки (устье р. Далдын) дают верхнее пересечение дискордии с конкордией около $3,0\pm 0,02$ млрд. лет по различным фракциям циркона, извлеченным из плагиогнейса – метандезита [Бибикова и др., 1988; Розен и др., 1991], тогда как изотопным микронзондовым анализом на масс-спектрометре SHRIMP выявлено зональное строение этих цирконов и установлен возраст в $3,32\pm 0,1$ млрд. лет [Бибикова и др., 1988]. В среднем течении р. Б. Куонамки (устье р. Сербиян) по 4 фракциям циркона получено

значение $3,35 \pm 0,4$ млрд. лет (верхнее пересечение дискордии с конкордией) [Степанюк и др., 1993]. Циркон был извлечен из 2Pх-Pl-Q метабазита (сокращения названий минералов объяснены в табл. 4.1). Sm-Nd изохрона пород по восьми валовым пробам первично магматических плагиогнейсов и метабазитов (SiO_2 46–60%) из среднего течения р. Котуйкан на западе террейна дает значение $3,1 \pm 0,08$ млрд. лет при $\epsilon(\text{Nd})_T = +3,1 \pm 1,5$ [Спиридонов и др., 1993]. Модельные значения возраста $T(\text{DM})\text{Nd}$ магматогенных пород, полученные по обнажениям на Анабарском щите в данной работе, так же как и опубликованные ранее по коровым включениям в кимберлитах на юге террейна (см. табл. 4.3), варьируют в интервале 2,90–3,27 млрд. лет, а для седиментогенных пород (кварциты, метаграувакки и кальцифиры) – 3,00–3,19 млрд. лет, что свидетельствует о совпадающем возрасте осадочных отложений и размываемых пород. Наиболее вероятный возраст массового формирования магматических пород в пределах Далдынского террейна составляет 3,1 млрд. лет. Близкие значения возраста терригенной примеси в ассоциированных седиментогенных породах указывают на то, что магматические породы сразу подвергались размыву и весь этот древний комплекс был сложен единой вулканогенно-осадочной толщей. Величина $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения (средневзвешенная по объемам пород) составляет около 0,12, что соответствует среднему значению для зрелой континентальной коры [Taylor, McLennan, 1985]. Более древняя величина возраста, около 3,3 млрд. лет, возможно, характеризует локальные более древние проявления процесса формирования континентальной коры, значение и масштабы которого еще предстоит установить. Наиболее ранние процессы гранулитового метаморфизма в Далдынском террейне датируются в $2,76 \pm 0,02$ млрд. лет по изометричному метаморфогенному циркону из метадацитов верхнего течения р. Б. Куонамки (верхнее пересечение дискордии с конкордией, [Розен и др., 1991]). Датировки этого раннего гранулитового события сохранились лишь местами, тогда как ареальные возрастные оценки оказываются существенно моложе. Проведенные Sm-Nd исследования в юго-западной и центральной частях террейна (на Анабарском щите) показывают, что равновесие изотопных систем минералов гранулитовой фации установилось 1,9–1,94 млрд. лет назад (рис. 4.4; см. табл. 4.3). Возможно, этот процесс метаморфизма был достаточно длительным, но более вероятно, что он возобновился позднее, поскольку в среднем течении р. Б. Куонамки минеральная изохрона для двупироксен-плагиоклазового мафитового гранулита дает возраст гранулитового метаморфизма $1,8 \pm 0,02$ млн лет (4 точки, Ga-Spx-Pl-WR [Степанюк и др., 1993]), что согласуется с изохронным возрастом метаморфизма амфиболита $1,88 \pm 0,05$ млн лет (5 точек, Ga-Amphl-Pl₁-Pl₂-WR) из корового ксенолита в трубке Новинка Мунского кимберлитового поля на юге террейна [Неймарк и др., 1992].

Мархинский террейн, перекрытый отложениями платформенного чехла, выделяется в бассейне р. Мархи. В керне глубоких скважин здесь встречены гнейсы, гранито-гнейсы и гранитоиды [Смелов и др., 1998б], метакорнблендит-метаандезитовая ассоциация, относимая к зеленокаменному типу [Jahn et al., 1988], а среди коровых включений в кимберлитах – такие породы, как плагиогнейсы, метакarbonатные породы и гранатовые амфиболиты [Герасимчук, Серенко, 1988]. Мархинский террейн приключен с юга к Далдынскому террейну. Здесь наряду с базитами выявлены гнейсы и гранитоиды, террейн отличается нелинейным, мозаичным геофизическим полем, что дает основание для отнесения его к категории гранит-зеленокаменных областей.

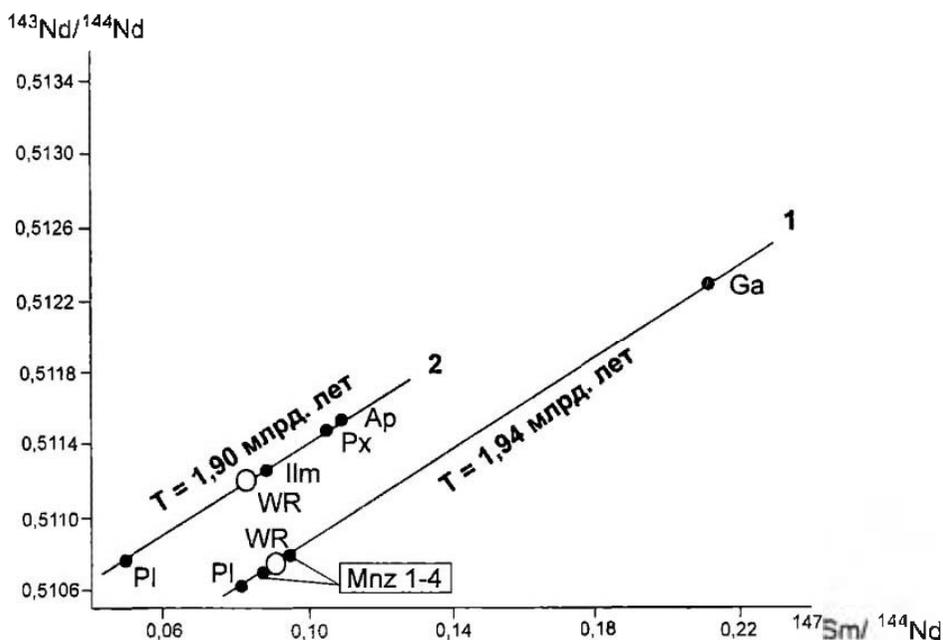


Рис. 4.4 Диаграмма Sm-Nd минеральных изохрон гранулитов Далдынского террейна

Сокращенные обозначения проанализированного материала, здесь и далее: Ap, Ga, Ilm, Mnz, Pl, Px, WR – апатит, гранат, ильменит, монацит, плагиоклаз, пироксен, порода в целом, соответственно. Изохроны на диаграмме: 1 – обр. АН-14; $T=1938\pm 30$ млн. лет; $\epsilon\text{ND}(T)=-10,8\pm 0,5$; $\text{СКВО}=0,97$; 2 – обр. АН-61; $T=1905\pm 70$ млн. лет; $\epsilon\text{ND}(T)=-0,4\pm 0,8$; $\text{СКВО}=0,98$

В коровых включениях из кимберлитов трубки Удачной выявлены мафитовые гранулиты с геохимическими характеристиками типа MORB, свидетельствующими о деплетированном мантийном источнике [Shatsky et al., 1990]. Модельный Sm-Nd возраст 2Px-Ga-Nb-Pl-Q амфиболитов составляет $T(\text{DM})\text{Nd}=2,48-2,52$ млрд. лет, тогда как время изотопного уравнивания пары Srx-Ga оценивается величиной $1,76\pm 0,01$ млрд. лет [Неймарк и др., 1992]. В целом возраст формирования фундамента террейна можно приблизительно оценить в интервале 2,3–2,5 млрд. лет, т.е. примерно 2,4 млрд. лет.

Котуиканская разломная (коллизийная) зона расположена между Маганским террейном и надвинутым на него с востоко-северо-востока (в современной структуре) Далдынским террейном. При ширине от первых километров и до 30 км она представляет собой коллизийный бластомилонитовый макромеланж (рис. 4.5). Здесь в гнейсово-мигматитовом аломилонитовом матриксе (амфиболитовая фация метаморфизма), содержащем согласные и секущие жилообразные тела автохтонных гранитов, заключены тектонические блоки анортозитов и крупные, до десятков километров в длину, отторженцы гранулитов из прилегающих террейнов. Блоки и отторженцы подверглись регрессивному метаморфизму амфиболитовой фации вследствие проникновения водного флюида вдоль поверхности надвигания (обзор в [Rosen, 1995a]). Характерным элементом этого тектонического меланжа являются согласные с рас-

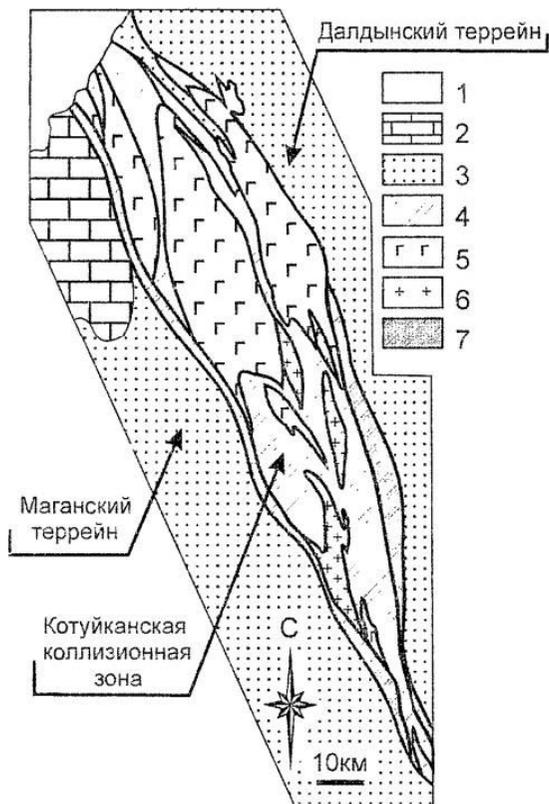


Рис. 4.5. Геологическая схема Котуйканской шовной зоны на северо-востоке Анабарского щита [Розей и др., 1990]

1 – рифейские терригенные отложения платформенного чехла, 2 – метакarbonатный комплекс Маганского террейна: биотит-гранат-ортопироксеновые гнейсы, метакarbonаты; 3 – ортопироксеновые плагиогнейсы, эндербиты, чарнокиты и двупироксеновые метабазиты; 4 – blastsмилониты, биотит-роговообманковые мигматиты и гнейсы; 5 – анортозиты; 6 – коллизионные гранитоиды и их мигматитовые ореолы; 7 – регрессивный метаморфизм на окраинах террейнов: биотит-амфиболовые диафториты по двупироксеновым гранулитам

слоенностью тектонитов лентовидные прослои седиментогенных кварцитов, карбонатов и аповулканогенных высокомагнезиальных амфиболитов, возможно, представляющие разобщенные фрагменты отложений межконтинентальных бассейнов, затянутые в зону коллизии, и на фронте столкновения микроконтинентов игравшие роль субстанции пониженной вязкости (аккреционного клина в понимании [Добрецов, Кирдяшкин, 1994]). В среднем течении р. Котуйкан на севере Анабарского щита синтетектонические мигматиты содержат монациты, возраст которых U-Pb методом определяется по верхнему пересечению дискордии с конкордией в $1,92 \pm 0,1$ млрд. лет, а Pb-Pb возраст соседствующих уранинитов составляет 1,90–2,00 млрд. лет [Степанов, 1974]. Наиболее молодыми здесь, по-видимому, являются коллизионные жиль-

ные биотитовые граниты с циркониями, возраст которых по верхнему пересечению дискордии с конкордией — около 1,87–1,84 млрд. лет [Стеланов, 1974]. На юге Анабарского щита, у руч. Князева в бассейне р. Б. Куонамки, в восточном, надвинутом борту Котуйканской зоны жильные микроклиновые граниты, залегающие среди гранулитов Далдынского террейна, датируются по циркониям в $1,84 \pm 0,02$ млн. лет (4 фракции циркона, верхнее пересечение дискордии с конкордией [Степанюк, 1991]).

В Котуйканской зоне несколько крупных, до первых десятков километров в длину, тектонических блоков сложены анортозитами (Котуйканская группа массивов) [Суханов, 1988; Суханов, Рачков, 1986]. Эти породы обычно приурочены к разломным зонам и являются характерным компонентом земной коры Анабарского щита. Большая часть массивов сложена собственно анортозитами. Габбро, габбро-нориты, пироксениты и иотуниты (монцодиориты) составляют около 20% из 1200 км² общей площади выходов анортозитов на Анабарском щите. В краевых частях массивов породы испытывают перекристаллизацию и первичные пироксеновые разновидности замещаются амфиболовыми вследствие наложенного метаморфизма. В анортозитовых массивах на р. Котуйкан встречены секущие дайки и силлы долеритов мощностью до 100 м и протяженностью до 1 км. Эти проявления базитового магматизма по геохимическим характеристикам отличаются от габброидов анортозитового комплекса и генетически, вероятно, связаны с развитием коллизионных зон. Sm-Nd датирование пироксенового анортозита из Центрального массива (см. табл. 4.2) дало минеральную изохрону (Pl-Orх-Cpx-WR) $T = 2,18 \pm 0,02$ млрд. лет при $\epsilon Nd(T) = -6,1$ [Суханов и др. 1990]. Эти данные показали возможность образования анортозитов из древнего корового источника, эволюционировавшего в область отрицательных значений $\epsilon Nd(T)$ ко времени выплавления анортозитов. По валовым пробам из неизменных пород (пироксеновых анортозитов, габбро-норитов и пироксенитов) Восточного массива Котуйканской группы (см. табл. 4.2) рассчитанная Sm-Nd изохрона соответствует возрасту магматического процесса $T = 2,55 \pm 0,05$ млрд. лет при $\epsilon Nd(T) = -2,6$, СКВО=1,0. Величина отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$, средневзвешенная по объемам пород анортозитового комплекса, составляет около 0,125, что достаточно близко к оценке среднего состава зрелой континентальной коры [Taylor, McLennan, 1985]. Эта величина довольно близка к оценке, полученной авторами для древних гранулитов соседнего Далдынского террейна (0,12). Такое совпадение позволяет предполагать выплавление анортозитовой магмы из нижнекорового источника [Emsfil, 1985; Simmons, Hanson, 1978]. На коровое происхождение анортозитов указывают и отрицательные величины $\epsilon Nd(T)$. Анортозитовые массивы представляют собой тектонические блоки, выведенные из глубоких горизонтов коры Далдынского террейна, т.е. с уровня гранулитов нижней коры [Rosen, 1995a], а по PT-параметрам глубинности примерно соответствуют условиям метаморфизма гранулитовой фации. В качестве одной из возможных гипотез можно предложить следующее: зарождение анортозитовых магм происходило во время раннего гранулитового метаморфизма 2,7–2,8 млрд. лет назад, а формирование возникшего расплава продолжалось достаточно долго и закончилось лишь 2,55 млрд. лет назад, когда и сформировались крупные магматические тела анортозитового комплекса. Охлаждение этого расплава проходило, по-видимому, довольно долго, поскольку изотопное равновесие между минералами, определяемое минеральной изохроной, наступило лишь 2,18 млрд. лет назад, когда температура снизилась примерно до 750°C. Позднее, при надвигании террейнов во время коллизии,

около 1,9–2,0 млрд. лет назад, произошло выведение анортозитовых блоков в верхние горизонты по коллизионным зонам, когда эти блоки были охвачены метаморфизмом амфиболитовой фазии.

Для долерита из дайки мощностью около 50 м, секущей анортозиты Восточного массива, получено значение возраста $T(\text{DM})\text{Nd}=2,01$ млрд. лет. Поскольку внедрение происходило, по-видимому, во время коллизии, для этого расплава можно определить значение $\epsilon\text{Nd}(T)=+5,5$ для принятого времени внедрения в начальной стадии коллизии – $T=1,97$ млрд. лет (см. табл. 4.2). Очевидно, что во время коллизии местами имели место также и локальные процессы растяжения коры, вследствие чего происходило внедрение базальтовых магм, поступавших из деплегированной мантии.

В целом для Анабарской провинции возраст бластотектонитов, а также мигматитов и гранитоидов составляют две группы датировок, примерно 1,9 и 1,8 млрд. лет. Эти же группы выявляются и при датировании ареального гранулитового метаморфизма террейнов. Единичные более древние датировки показывают, что процесс разогрева в коре начался раньше, около 2,0 млрд. лет назад, а внедрение долеритовых даек этого возраста указывает, по-видимому, на то, что наряду с коллизионным сжатием проявлялось локальное растяжение.

Оленекская провинция включает разнородные тектонические элементы, а также недостаточно изученный район так называемого Усть-Ленского выступа основания на северо-восточной окраине кратона. Фундамент Оленекской провинции представляет собой *Биректинский гранит-зеленокаменный террейн*, расположенный в бассейне р. Оленек, где на поверхность выходят перекрывающие этот фундамент раннепротерозойские складчатые пояса. Это *Хапчанский пояс* на склоне Анабарского щита в междуречье р. Налим-Рассоха и р. Анабар, сложенный гранулитовыми метаграувакками (гранатовые гнейсы) и карбонатами (кальцифиры [Condie et al., 1994; Розен, 1996]), метаморфизованными при $P=5,5\text{--}7,5$ кбар, $T=750\text{--}820^\circ\text{C}$ [Вишневский, 1978]. Ранее предполагалось [Вишневский, 1978; Лутц, Оксман, 1990], что снос обломочного материала происходил с запада (в современной структуре), а источником служили породы Далдынского террейна. Однако распределение редкоземельных элементов в терригенном компоненте метаграувакк и карбонатов, слагающих Хапчанский пояс, характеризуется значениями $\text{La}_N/\text{Yb}_N=10\text{--}20$, $\text{Eu}_N/\text{Eu}^*_N=0,3\text{--}0,5$ [Архей..., 1988], которые скорее всего указывают на размытые типичных калиевых гранитоидов, очевидно, преобладавших в составе размываемого фундамента. В то же время плагиогнейсы соседнего с запада Далдынского террейна не могли служить источником такого материала, поскольку они характеризуются совершенно другими значениями: $\text{La}_N/\text{Yb}_N=20\text{--}50$, $\text{Eu}_N/\text{Eu}^*_N=0,9\text{--}5,0$, типичными для гранулитовых плагиогнейсов и тоналитов. На востоке, в пределах Оленекского поднятия, основание террейна перекрыто отложениями *Экитского пояса*, представленными кислыми вулканитами, терригенными и углеродистыми породами, которые прорваны гранитоидами. Для Биректинского террейна нижний предел возраста гранит-зеленокаменного основания оценивается по модельному возрасту продуктов его размыва, находящихся в терригенном компоненте гранатовых гнейсов – метаграувакк и метакarbonатов Хапчанского пояса, $T(\text{DM})\text{Nd}=2,32\text{--}2,44$ млрд. лет (см. табл. 4.3). Эти седиментогенные отложения были метаморфизованы. Полученные Sm-Nd минеральные изохроны определяют возраст ареального гранулитового метаморфизма в 1,91–1,92 млрд. лет (рис. 4.6). Для пород Экитского складчатого пояса мы располагаем только K-Ar

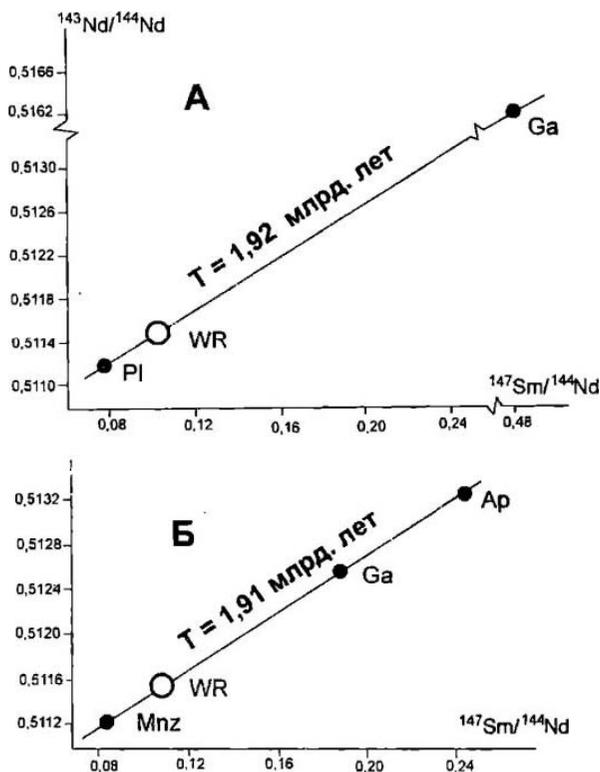


Рис. 4.6. Диаграммы Sm-Nd минеральных иточрии гранулитов Биректинского террейна
 А – обр. АН-82; $T=1916\pm 3$ млн. лет; $\epsilon\text{ND}(T)=+0,3\pm 0,1$; СКВО=0,06; Б – обр. АН-91; $T=1906\pm 14$ млн. лет,
 $\epsilon\text{ND}(T)=-0,6\pm 0,3$; СКВО=0,34

датировками: 1,98 млрд. лет для метаморфических слюд из зеленосланцевых кислых вулканитов [Крылов, 1963] и 1,85–2,08 млрд. лет для прорывающих гранитов [Мокшанцев, 1979]. Эти данные в целом позволяют приблизительно, с допуском ± 100 млн. лет, оценить наиболее вероятный возраст осадочных отложений Халчанского и Эекитского складчатых поясов в 2,1 млрд. лет.

Билляхская коллизийная зона шириной до 20 км отделяет Оленекскую провинцию от Анабарской. Она образовалась при надвигании Биректинского террейна к западо-юго-западу (в современной структуре) на Далдынский террейн. Она сложена преимущественно мигматитами по бластомилонитам и бластокатаклазитами, среди которых залегают согласные пластообразные тела автохтонных гранитов и субщелочных гранодиоритов [Лутц, Оксман, 1990]. Во фронтальной части Биректинского террейна (Халчанский пояс) коллизийное утолщение коры было наиболее интенсивным и условия метаморфизма достигали гранулитовой фации, тогда как в тыловой части (Эекитский пояс) сохранялись условия зеленосланцевой фации. Эрозия Халчанского коллизийного горного сооружения обусловила подъем гранулитов и их

регрессивный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, сопровождавшийся привнесом водного флюида вдоль Билляхской зоны, по которой надвигание, по-видимому, продолжалось. Следует отметить, что ареалы мигматитов и жилы коллизионных гранитоидов широко развиты также и на флангах Котуйканской и Билляхской коллизионных зон среди гранулитов прилегающих террейнов. Наиболее ранний этап гранулитового метаморфизма пород Хапчанского пояса в надвинутом восточном борту Билляхской зоны на севере Анабарского щита датируется по конкордантным U-Pb значениям в $1,97 \pm 0,02$ млрд. лет, полученным для округлых блестящих метаморфогенных цирконов, извлеченных из Bi-Ga-Pl гнейсов (метаграувакк) [Бибикова и др., 1988]. Субщелочные порфиroidные гранодиориты Билляхского массива в междуречье Налим-Рассохи и Б. Куонамки показывают более молодые значения – $1,80$ – $1,81$ млрд. лет (K-Ar метод [Крылов, 1963]).

В целом для Оленекской провинции, так же как и для Анабарской, датировки ареального гранулитового метаморфизма террейнов, локального коллизионного метаморфизма и гранитообразования объединяются примерно в две группы, а именно – $1,9$ и $1,8$ млрд. лет. Здесь также выявляются несколько более древние значения ($1,97$ млрд. лет), маркирующие, по-видимому, наиболее ранние стадии коллизионного процесса.

Некоторые косвенные данные указывают также и на более древние проявления коллизионных процессов в пределах Анабарской провинции. Так, граница Мархинского (возраст $2,4$ млрд. лет) и Далдынского ($3,1$ млрд. лет) террейнов, разделяющая разновозрастные блоки коры, вероятно, представляет собой зону коллизии, которая, судя по геологическим соотношениям (см. рис. 4.2), должна быть существенно древнее, чем обе ограничивающие ее с востока и запада коллизионные зоны (Котуйканская и Билляхская, $2,0$ – $1,8$ млрд. лет). На этом основании ее возраст можно определить сугубо приблизительно в $2,3$ млрд. лет. Другой случай связан с интерпретацией реликтов архейского гранулитового метаморфизма ($2,76$ млрд. лет) внутри Далдынского террейна. Учитывая связь между гранулитовым метаморфизмом террейнов и процессами гранитообразования и метаморфизма в сопряженных коллизионных зонах, можно предполагать, что значение $2,76$ млрд. лет характеризует наиболее ранний процесс коллизии в регионе. Однако геометрическая конфигурация геологических объектов этого возраста в настоящее время неизвестна. Таким образом, в пределах Анабарской провинции намечается три последовательных эпохи коллизии: 1 – поздняя эпоха, когда гранитообразование в коллизионных зонах и ареальный гранулитовый метаморфизм в террейнах происходили дважды, $1,97$ – $1,90$ и $1,87$ – $1,76$ млрд. лет назад, поздний палеопротерозой; 2 – промежуточная эпоха, примерно $2,3$ млрд. лет назад, ранний палеопротерозой; и 3 – наиболее ранняя эпоха, $2,8$ млрд. лет назад, поздний архей.

Для Анабарской и Оленекской провинций сводная диаграмма Sm-Nd изотопной эволюции представлена на рисунке 4.7. Оказывается, что террейны Анабарской провинции (Маганский и Далдынский) имеют сходную изотопную историю, тогда как Оленекская провинция (Биректинский террейн) существенно отличается. Вещество наиболее древнего Далдынского гранулит-гнейсового террейна отделилось $3,1$ млрд. лет назад от истощенной мантии с величиной $\epsilon Nd(T) = +2,3$ – $+4,9$, где $T = 3,1$ млрд. лет, и в это время здесь сформировалась зрелая континентальная кора ($^{147}Sm/^{144}Nd = 0,12$). Метавулканогенные и седиментогенные гранулиты Вюрбюрского бассейна на Ма-

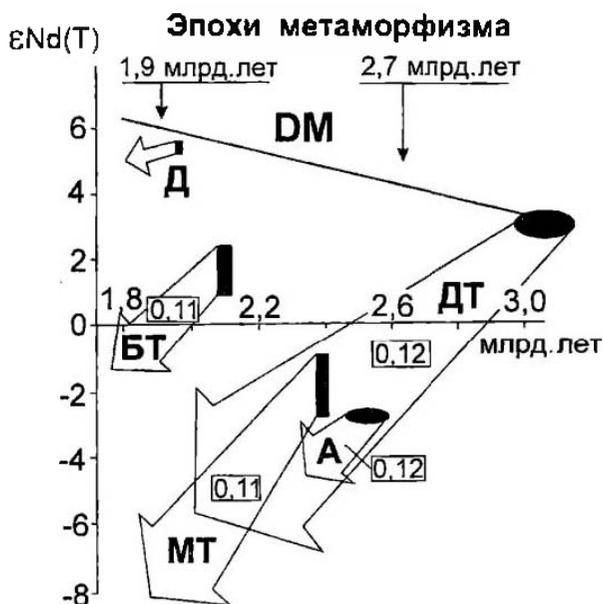


Рис. 4.7. Диаграмма Sm-Nd изотопной эволюции пород северо-востока Сибирского кратона [Розен и др., 2000]

БТ, ДТ, МТ – Биректинский, Далдынский и Маганский террейны, соответственно; А – анортозиты; Д – дайка доперита в анортозитах Котуйской зоны [Розен и др., 2000]. Цифрами в прямоугольниках показаны средние значения отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ для пород соответствующих комплексов. Черные эллипсы – возраст определен по валовым Sm-Nd изохронам, черные прямоугольники – то же. U-Pb методом по цирконам или по согласованным косвенным данным; DM – эволюционная линия деплетированной мантии

ганском террейне накапливались примерно 2,4 млрд. лет назад на зрелой континентальной коре этого террейна ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,11$) с возрастом $T(\text{DM})\text{Nd}=2,95$ млрд. лет, которая прошла значительную эволюцию и характеризовалась значениями $\epsilon\text{Nd}(T)=-0,9$ – $4,2$ ($T=2,4$ млрд. лет). Очевидно, что основание Маганского и Далдынского микроконтинентов сформировалось примерно одновременно в среднем архее и было достаточно сходным по своим изотопным и возрастным характеристикам. Фундамент Биректинского гранит-зеленокаменного террейна, вероятно, сформировался около 2,4 млрд. лет назад из вещества, отделившегося от истощенной мантии ($\epsilon\text{Nd}(T)=+1,1$ – $+2,4$ ($T=2,1$ млрд. лет)). Этот фундамент, представленный зрелой континентальной корой ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,11$), служил источником сноса с востока на запад (в современных координатах) обломочного материала для осадочных пород Халчанского складчатого пояса, которые накапливались 2,1 млрд. лет назад. Сходные с Биректинским характеристики имеет, по-видимому, и Мархинский гранит зеленокаменный террейн. Очевидна изотопная общность анортозитов и коры гранулит-гнейсовых террейнов. Они выплавились 2,6 млрд. лет назад и были интенсивно контаминированы веществом нижней коры на заключительном этапе гранулито-

вого метаморфизма (начало процесса 2,7–2,8 млрд. лет), вследствие чего они обнаруживают значительную изотопную эволюцию ($\epsilon\text{Nd}(T)=-2,6$, $T=2,55$ млрд. лет) и сходство отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,125$ с древней корой соседних террейнов. Охлаждение магматических тел длилось, по-видимому, вплоть до 2,2 млрд. лет назад, когда произошло изотопное уравнивание минералов. Полученные изотопные характеристики можно рассматривать как указание на коровое происхождение анортозитовой магмы, однако этот дискуссионный вопрос (см. напр. [Taylor et al., 1984]) выходит за рамки данной работы. Важным следствием проведенных исследований является отсутствие признаков новообразованного мантийного вещества среди кислых магматических пород коллизионных зон. Это указывает на исключительно коровый анатектический источник этих магм. Единственным исключением оказываются долеритовые дайки Котуйканской коллизионной зоны (см. рис. 4.7).

Акитканский складчатый пояс северо-восточного простирания протягивается из Прибайкалья на северо-восток вплоть до р. Лены, где перекрыт вулканогенно-осадочным комплексом Вилюйского палеозойского рифта того же простирания. Он почти под прямым углом срезает юго-восточные простирания структур Анабарской и Оленекской провинции по Вилюйской разломной зоне, а вдоль Ленской разломной зоны отделяется от Алданской провинции. Разнообразные вулканогенно-осадочные, предположительно островодужные породы пояса сопровождаются гранитоидами с возрастом 1,91–1,86 млрд. лет (наиболее древние – 2,18–2,03 млрд. лет) и местами метаморфизованы в гранулитовой фации 1,88 млрд. лет назад. Поздние гранитоиды имеют возраст 0,73–0,32 млрд. лет, а наложенные термальные события – 0,5–0,45 млрд. лет, что интерпретируется как результат влияния тектонических событий в Палеоазиатском океане, проявлявшихся в окрестностях Баргузинского террейна. Предполагается, что этот пояс является самостоятельной островодужной системой, возникшей в раннем протерозое (обзор в [Rosen et al., 1994]), тогда как в конце раннего протерозоя, 1,87–1,82 млрд. лет назад, он выступал в качестве анорогенного вулканоплутонического пояса [Ножкин, 1999; Неймарк и др., 1998].

На юго-востоке кратона выделяются Алданская и Становая провинции, разделенные Каларской (Становой) зоной надвигания [Rosen et al., 1994]. Анализ последних датировок и петрологических особенностей [Смелов и др., 1998а] приводит к выводу о том, что Алданский (Алдано-Становой) щит сформировался в результате последовательной аккреции к Алданскому и Тындинскому террейнам различных по своей геологической истории фрагментов орогенных поясов и кратонов в период с 2,1 по 1,7 млрд. лет назад.

Алданская провинция включает Олекминский (на западе) и Батомгский (на востоке) гранит-зеленокаменные террейны, между которыми располагаются Алданский и Учурский гранулит-гнейсовые террейны. В *Олекминском гранит-зеленокаменном* и в *Алданском гранулит-гнейсовом террейнах* корообразующие процессы датированы в ~3,0 млрд. лет и время последующих преобразований в ~2,0 млрд. лет. Модельный Sm-Nd возраст распределяется по датировкам как $3,6 \pm 0,1$, $3,0 \pm 0,1$ млрд. лет и – одно определение для приразломных эклогитов – 2,4 млрд. лет. Метакарбонаты по диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ показали изохрону 2021 ± 77 млн. лет (MSVD=1,7) [Jahn et al., 1998], что, очевидно, соответствует последнему термальному событию – протерозойской коллизии. Гранулитовые плагиогнейсы Алданского террейна датированы [Frost et al., 1998] как T(DM)Nd 3,25 млрд. лет и 2,74 млрд. лет,

а метапелиты T(DM)Nd 2,18–2,21 млрд. лет, что оказалось близко к времени внедрения базитов Унгринского блока T(DM)Nd 2,22 млрд. лет. По-видимому, раннепротерозойские магматические породы являлись источником определенной части седиментогенных гранулитовых метаморфитов Алданского террейна. Данные по Sm-Nd модельным возрастам метаграувакк Олекминского, Алданского и Учурского террейнов [Ковач и др., 1999] показали интегральный возраст пород области размыва T(DM)Nd для – 3,5, 3,0 и 2,6 млрд. лет, что соответствует датировкам инфракрустальных комплексов, которые могли служить источниками датированного таким способом обломочного материала, однако приведенные авторами датировки в 2,2–2,4 млрд. лет для терригенных пород этих террейнов, как сказано выше, указывают на возможный размыв раннепротерозойских комплексов и подлежат более детальным исследованиям в дальнейшем. Датировки пород области размыва в Иджекском аллохтоне составили 2,1–2,4 млрд. лет [Ковач и др., 1999], что не противоречит возрасту метаморфизма от 1,92 до 1,77 млрд. лет, однако предполагает, что соседние архейские террейны на могли служить источником обломочного материала. В этом случае Иджекский аллохтон представляет собой фрагмент неизвестного пока вполне независимого террейна. На гранит-зеленокаменном основании *Олекминского и Батомгского террейнов* располагаются, соответственно, чехольные вулканогенно-осадочные комплексы *Удоканского* (обзор в [Rosen et al., 1994]) и *Улканского* [Larin et al., 1997] *складчатых поясов* с возрастом образования пород 2,2–1,70 млрд. лет, которые, по-видимому, возникли в период размыва коллизионного орогена Алданской тектонической провинции.

Коллизия Алданского и Учурского террейнов вдоль *Тимптонской и Тьркиндинской разломных зон* датируется по времени образования чарнокитов Иджекского аллохтона – 1,92 млрд. лет [Бибикова и др., 1986; Frost et al., 1998], и ортопироксеновых диоритов в бассейне р. Тимптон – 1,95 млрд. лет (при модельных возрастах источника T(DM)Nd 2,8–3,0 млрд. лет) [Ковач, 1994].

Становая провинция располагается на юго-западном окончании Сибирского картона. На западе она включает *Могочинский гранит-зеленокаменный террейн* (гранитообразование 1,93 млрд. лет, последний метаморфизм 1,87 млрд. лет), а на востоке – *Тындинский террейн*, в строении которого участвуют домены амфиболитовой фации метаморфизма (Становой комплекс) и гранулитовой фации (Ларбинский комплекс) (обзор в [Rosen et al., 1994]). Здесь внедрение тоналитов датируется в 2,78 млрд. лет, наложенный метаморфизм – 1,92 млрд. лет. Обломочные отложения и доломиты с прослоями базальтов *Джелтулакского вулканогенно-осадочного складчатого пояса* были 2,0 млрд. лет назад зажаты между указанными террейнами вдоль одноименной зоны разломов. По *Становой зоне разломов* оба террейна надвинуты к северу на *Сутамский террейн*, который в свою очередь вдоль *Каларской зоны разломов* надвинут на прилегающие с севера террейны Алданской провинции. Сутамский гранулит-гнейсовый террейн отличается повышенным до 40% содержанием базитов в разрезе (Зверевский комплекс [Годзевич, 1986]) и высокобарным гранулитовым метаморфизмом (Курультинский комплекс). Характерно присутствие крупных, до 50 км, интрузивов анортозитов (Каларский массив) и основных–ультраосновных пород (обзор в [Rosen et al., 1994]). Ксенокристы циркона в метагбро датируются в 3,46 млрд. лет, циркон в эндробитах – 2,66 млрд. лет, гранулитовый метаморфизм – 2,2 и 1,8 млрд. лет (циркон) и 1,95 млрд. лет (Sm-Nd минеральная изохрона) (обзор в [Rosen et al.,

1994]). Позднее ортопироксеновые плагиогнейсы были неоднократно датированы по верхнему пересечению дискордии для циркона в 3,1–3,2 млрд. лет, при возрасте наложенного процесса (нижнее пересечение) 1,94–1,98 млрд. лет [Резванова и др., 1994; Шемякин и др., 1998]. Модельный Sm-Nd возраст протолита определен как 3,0 млрд. лет [Котов и др., 1999], а дополнительный наложенный процесс датирован по Rb-Sr изохроне в 2,9 млрд. лет [Мишкин и др., 1999]. Слабо метаморфизованные базальты наложенного Холодниканского зеленокаменного пояса сформировались 2,15 млрд. лет назад (Sm-Nd минеральная изохрона).

Сибирский кратон – палеопротерозойское горное сооружение Гималайского типа

Основные итоги проведенного анализа и некоторые общие вопросы строения древних кратонов представляются в следующем виде. Образование Сибирского кратона явилось результатом аккреции архейских микроконтинентов, превращенных в тектонические блоки, – гранулит-гнейсовые и гранит-зеленокаменные террейны, – сопряженных по коллизионным зонам. Ювенильное вещество гранулит-гнейсовых террейнов отделилось от истощенной мантии 3,3 и 3,0 млрд. лет назад, а гранит-зеленокаменных – 3,5 и 2,5 млрд. лет назад. Развивавшиеся на их фундаменте вулканогенно-осадочные комплексы складчатых поясов формировались 2,4 и 2,1 млрд. лет назад.

Выделение огромных масс сиалического вещества при формировании микроконтинентов (террейнов) в архее, позднее объединенных в Сибирский кратон, должно было вызывать комплементарное истощение верхней мантии. Делетирование верхней мантии под древними кратонами является общей закономерностью (обзор в [Добрецов, 1980]). В пределах нынешнего Сибирского кратона этот процесс был приурочен к наиболее ранним, архейским стадиям образования сиалической коры и осуществлялся в пределах отдельных ее новообразованных фрагментов – микроконтинентов, что, как полагают [Griffin et al., 1999], определило древнее алмазообразование в мантии и соответствующее распределение в пространстве алмазонасных кимберлитов.

Очевидно, что гранулит-гнейсовые террейны Сибирского кратона подняты с более глубоких уровней коры (гранулитовая фация) и обогащены мафическими компонентами за счет удаления гранитного вещества, тогда как гранит-зеленокаменные – подняты с меньших глубин (амфиболитовая фация) и обогащены фельзическими компонентами (гранитоидами). Определяющей причиной таких наблюдаемых различий, вероятно, является глубина (уровень) эрозии, более глубокий для гранулит-гнейсовых террейнов. Поэтому нельзя исключить возможность совмещения этих двух уровней в вертикальном разрезе коры, однако такое исследование выходит за рамки данной работы.

Коллизионные (разломные) зоны формировались в два этапа приблизительно 1,9 и 1,8 млрд. лет назад. Локальный метаморфизм и гранитообразование внутри коллизионных зон на каждом из этапов сопровождалось синхронным ареальным гранулитовым метаморфизмом в прилегающих террейнах, что свидетельствует о достаточно однородном поле повышенных температур и давлений, характер-

ном для средних–нижних уровней утолщенной при коллизии континентальной коры.

Некоторые косвенные данные, приведенные выше, указывают также и на другие, более древние проявления коллизионных процессов на северо-востоке Сибирского кратона. Так, граница Мархинского (возраст 2,4 млрд. лет) и Далдынского (3,1 млрд. лет) террейнов, разделяющая разновозрастные блоки коры, вероятно, представляет собой зону коллизии, которая должна быть существенно древнее, чем обе ограничивающие ее с востока и запада коллизионные зоны (Котуйканская и Билякская, 2,0–1,8 млрд. лет), и ее возраст можно определить сугубо приблизительно в 2,3 млрд. лет. Другой случай связан с интерпретацией реликтов архейского гранулитового метаморфизма (2,76 млрд. лет) в Далдынском террейне. Учитывая выявленную в данной работе тесную временную и, очевидно, генетическую связь между гранулитовым метаморфизмом террейнов и процессами гранитообразования и метаморфизма в сопряженных коллизионных зонах, можно предполагать, что значение 2,76 млрд. лет характеризует наиболее ранний процесс коллизии в регионе. Таким образом намечается три разновременных эпохи коллизии: 1 – поздняя эпоха, когда гранитообразование в коллизионных зонах и ареальный гранулитовый метаморфизм в террейнах происходили дважды, 1,97–1,90 и 1,87–1,76 млрд. лет назад, поздний палеопротерозой; 2 – промежуточная эпоха, примерно 2,3 млрд. лет назад, ранний палеопротерозой; и 3 – наиболее ранняя эпоха, 2,76 млрд. лет назад, архей. Геометрическая конфигурация объектов этого возраста в настоящее время неизвестна.

Из РТ-параметров метаморфизма и синхронности метаморфических явлений в террейнах и коллизионных зонах, отражающих однородное поле повышенных температур и давлений внутри всей коллизионной призмы, становится вполне очевидно, что в результате аккреции террейнов возникло гигантское коллизионное горное сооружение типа Гималайско-Тибетского, сопоставимое по размерам со всем Сибирским кратоном. В результате размыва этого горного сооружения, после остановки процессов коллизионного сжатия и субдукции, средние уровни коры вышли на дневную поверхность. Кора обрела мощность, близкую к современной (в среднем около 40 км), которая типична для изостатически равновесных древних щитов. К началу рифея (1,65 млрд. лет назад) горное сооружение было размывто и образовался пенеплен, позднее перекрытый рифей-фанерозойским чехлом Сибирской платформы.

Сибирский кратон в современном его понимании сформировался в позднем палеопротерозое, в интервале 2,0–1,8 млрд. лет назад, как часть суперконтинента – палеопротерозойской Пангеи [Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Хаин, 2000; Condie, 1998; Kusky, Polat, 1999]. Сходные ассоциации пород и последовательность событий формирования палеопротерозойской Пангеи выявляются и на других глубоко эродированных щитах, что косвенно подтверждает закономерный характер выявленной смены геологических событий при формировании Сибирского кратона. Палеопротерозойское орогенное развитие северо-востока Канадского щита определялось последовательной косой коллизией архейского кратона Найн (Северо-Атлантического [Snyder et al., 1996]) и кратона Сьюпериор с продвижением к югу части хинтерланда провинции Черчилл (архейская провинция Рей) [Wardle, Van Kranendonk, 1996]. В результате провинция Рей причленилась к кратону Найн через ороген (складчатый пояс) Торнгат, а провинция Сьюпериор – через ороген Нью-Квебек. В орогене Торнгат вулканическая дуга формировалась 1,91–1,88 млрд. лет назад, а коллизия Рей-

Найн произошла 1,87–1,86 млрд. лет назад. В орогене Нью-Квебек вулканизм начался около 1,845 млрд. лет назад, а коллизия Рей-Сьюпериор – 1,83 млрд. лет назад. Завершающая стадия надвиговых деформаций коллизии датируется в 1,8–1,71 млрд. лет [Wardle, Van Kranendonk, 1996]. В провинции Сьюпериор (возникновение коры 3,22–2,74 млрд. лет назад [St-Onge et al., 1999]) формирование орогена Транс-Гудзон началось с образования краевых рифтогенных поясов 2,04–1,92 млрд. лет назад, затем накапливались шельфовые отложения форланда (<1,93 и >1,86 млрд. лет), прорванные батолитом Кумберленд 1,86–1,85 млрд. лет назад. Аккреционно-коллизивное надвигание произошло 1,82–1,79 млрд. лет назад, за которым последовало два эпизода постколлизивных деформаций с возрастом 1,76–1,74 млрд. лет. Амплитуда перемещения пододвинутой плиты оценивается в 160 км [St-Onge et al., 1999]. Коллизивное изостатическое воздымание началось 1,8 млрд. лет (провинция Рей [Scott, 1998]).

На юге провинции Сьюпериор, в области орогена Пенокеан, сжатие началось 2,4–2,2 млрд. лет назад, а приращение магматических дуг (террейнов) произошло в интервале 1,89–1,83 млрд. лет [Riller et al., 1999]. На западной активной окраине провинции Черчилл, Канада, в магматической дуге Талтсон-Телон, которая оказывается палеотектоническим аналогом Ангарского складчатого пояса Сибири, выделенного ранее [Rosen et al., 1993], субдукционные граниты (I-тип) внедрились в обстановке активной окраины 1,99–1,96 млрд. лет назад, а коллизивные (S-тип) – несколько позднее, 1,95–1,93 млрд. лет назад [McDonough et al., 1995, Suman et al., 2000].

Вместе с Канадским щитом в пределы Северо-Атлантического кратона входили также и Внешние Гебриды, где вулканогенная формация Саут-Гаррис комплекса Льюизиан подверглась высокому метаморфизму вследствие погружения при коллизии 1,83 млрд. лет назад, что согласуется с известным возрастом около 1,9 млрд. лет коллизивных ороменов палеоконтинента Лаврентия-Фенноскандия [Whitehouse, Bridgewater, 2001]. В составе этого комплекса группа Лох-Маре (в Шотландии) включает синтетектонические гранодиориты с возрастом 1,90 млрд. лет и коллизивную призму турбидитов, деформированную с внедрением пегматитов 1,7 млрд. лет назад [Park et al., 2001], что, очевидно, связано с аккрецией этого палеоконтинента.

На Балтийском щите эволюция Свекофенского орогена (1,95–1,80 млрд. лет) определялась гранитообразованием в интервале 1,90–1,87 млрд. лет и завершилась в Финляндии 1,80 млрд. лет назад косою коллизией и утолщением коры, когда сначала из гранулитового субстрата выплавились синтетектонические граниты, а затем – внедрились посттектонические граниты типа А [Nironen et al., 2000]. В тектонотипе Свекофеннид на юго-востоке Финляндии обширные поля гранатосодержащих леральюминиевых гранитов S-типа ассоциируют синхронными, но не когенетичными плутонами шошонитовых (щелочно-калиевых) монцодиоритов и располагаются в поле мигматитов, содержащих гранат-ортопироксеновые парагенезисы, сформировавшиеся при давлениях 4–6 кбар (на глубине 15 км и более) на контакте с монцодиоритами. Мафические породы поступали из субконтинентальной литосферной мантии, обогащенной еще во время Свекофенской коллизии и субдукции и разорванной при апвеллинге горячей астеносферы. Постколлизивный подъем мафических расплавов увеличил температуру метаморфизма, происходившего в средней коре, что привело к гранулитовому метаморфизму, коровому

анатексису и выплавлению гранитов, датированных в 1,815 млрд. лет [Vaisänen et al., 2000].

В других регионах Фенноскандии постколлизийные гранитоиды выплавлялись 1,9 млрд. лет назад [Elliot et al., 1998], а коровые граниты выплавлялись из архейского фундамента при аккреции кратона [Öhlander et al., 1999] – одновременно с внедрением шошонитовой серии [Oklund et al., 1998] – 1,8 млрд. лет назад. Надвиговая сутура Лапландского коллизийного орогена датирована U-Pb методом по титаниту в 1,94–1,87 млрд. лет (в центральной зоне 1,87–1,82 млрд. лет), а зона сочленения Карелии и Беломорья – 1,78–1,75 млрд. лет [Bibikova et al., 2001].

На Африканском кратоне в поясе Лимпопо магматическая активность датируется в 3,2 млрд. лет, гранулитовый метаморфизм и чарнокитовый магматизм – 2,6–2,7 млрд. лет. Затем, 2,05–1,95 млрд. лет назад произошла коллизия кратонов Зимбабве и Капваль, утолщение коры и метаморфизм [Holzer et al., 1998], сопровождавшиеся образованием гранитов [Kroner et al., 1999] и чарнокитов [Schaller et al., 1999]. В других регионах Африки около 2,0 млрд. лет назад также проявился последний датированный этап аккреции [Kouamelen et al., 1997] и гранитообразования [Ring et al., 1997].

В Австралии постколлизийные высококальциевые граниты, малоглубинные интрузии и вулканы сформировались 1,865–1,85 млрд. лет назад в результате частичного плавления известково-щелочных, средних до кислых пород при аккреции более ранних палеопротерозойских террейнов к южной и восточной границам кратона Кимберли [Griffin et al., 2000]. В Китае ~1,8 млрд. лет назад метаморфизм высоких давлений и последующая быстрая эксгумация произошли в связи с амальгамацией Восточного и Западного блоков, результатом которой явилось возникновение Северо-Китайского кратона [Zhao et al., 2001]. Амальгамация Южно-Американского кратона из разнородных террейнов произошла в палеопротерозое. 2,1 млрд. лет назад [Alkmim, Marshak, 1998].

Приведенные данные показывают, что аккреция Сибирского кратона из разнотипных и разновозрастных террейнов представляла собой часть глобального события. В перечисленных выше случаях этот процесс рассматривается лишь с точки зрения появления глубокого метаморфизма и гранитообразования внутри коллизийной призмы, хотя его отражение в специфических проявлениях орогенеза и образования осадочных бассейнов также устанавливается в ряде случаев с достаточной определенностью [Хаин, 2000].

На обнаженных участках древнего основания кратона мы наблюдаем наиболее глубинные, доступные исследованию срезы коллизийной коры, и есть все основания предполагать, что на уровне средней–нижней коры современных коллизийных областей проходят сходные процессы и в сопоставимых масштабах.

4.2. Петрогенезис в коллизийной системе на уровне нижней коры

На примере Анабарского щита в этом разделе будут даны оценки стрессовых усилий при метаморфизме террейнов и формировании коллизийных зон; приведены расчеты температур и давлений при временной эволюции этих зон; показано существование новообразований гранитного расплава в породах коллизийных зон; рас-

смотрены геохимические особенности анатектического процесса в коллизионных зонах; дана оценка деплетирования гранулитов по литофильным элементам при удалении гранитного расплава.

Интенсивность коллизионного стресса

Элементы дислокационного строения кварца ортопироксеновых (двупироксеновых) плагиогнейсов гранулитовой фации и бластотектонитов амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций Анабарского щита зафиксированы по данным избирательного травления и растровой электронной микроскопии [Розен, Сонюшкин, 1987]. Методика проведенных исследований микроструктур минералов и флюидных включений описана в [Сонюшкин, 1981]. Удлиненные желобки, выявленные при травлении, соответствуют дислокациям, располагающимся субпараллельно плоскости образца. Точечные ямки травления соответствуют дислокациям, перпендикулярным плоскости изображения (рис. 4.8). На рисунке 4.8а видно изменение направлений дислокационных линий, свидетельствующее о переползании дислокаций. Плотность дислокаций высока и достигает 10^7 – 10^8 см⁻². В местах с повышенной плотностью дислокаций наблюдается зарождение субзеренной структуры кварца, обусловленное отжигом в процессе деформации (обзор в [White, 1979]). Пример хорошо образованной субзеренной границы, ориентированной параллельно плоскости призмы {1010}, приведен на рисунке 4.8б. Полученные данные свидетельствуют о деформации кварца ортопироксеновых гнейсов при высоких температурах и малых скоростях деформации, когда процессы отжига преобладали над процессами рекристаллизации: волнистые границы зерен, эффекты переползания дислокаций, наличие сетчатых границ субзерен указывают на деформацию в условиях высокотемпературной дислокационной ползучести [Розен, Сонюшкин, 1987].

Для бластокатаклизитов коллизионных зон, деформированных в условиях амфиболитовой фации, характерно большое разнообразие дислокационных структур кварца. Помимо деформации в условиях дислокационной ползучести здесь широко проявлена рекристаллизация, обнаруживаются начальные стадии отжига и эффекты трансляционного скольжения. Деформации имеют сложный неоднородный характер в пределах одного образца, особенно при переходе от пород амфиболитовой к породам эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации метаморфизма. В кварце катаклизитов зеленосланцевой фации обнаруживаются дислокационные структуры, характерные для холодной обработки с высокой плотностью дислокаций (10^9 – 10^{10} см⁻²) при отсутствии эффектов переползания дислокаций (см. рис. 4.8в) и четких субзеренных границ; перемещение дислокаций осуществляется здесь по плоскостям скольжения (см. рис. 4.8г). По-видимому, при метаморфической перекристаллизации в условиях стресса релаксация внутрикристаллических дефектов осуществляется постепенно, в частности через формирование вакуолей, заполняемых флюидом параллельно с эволюцией напряжений. При этом в гранулитах формирование субзерен должно приводить к снижению диффузионного рассеяния флюидного компонента, приуроченного к дислокациям, выделению его в самостоятельную фазу в местах скопления дислокаций с образованием вакуолей (флюидных включений); состав последних находится в термодинамическом равновесии с твердой фазой, что

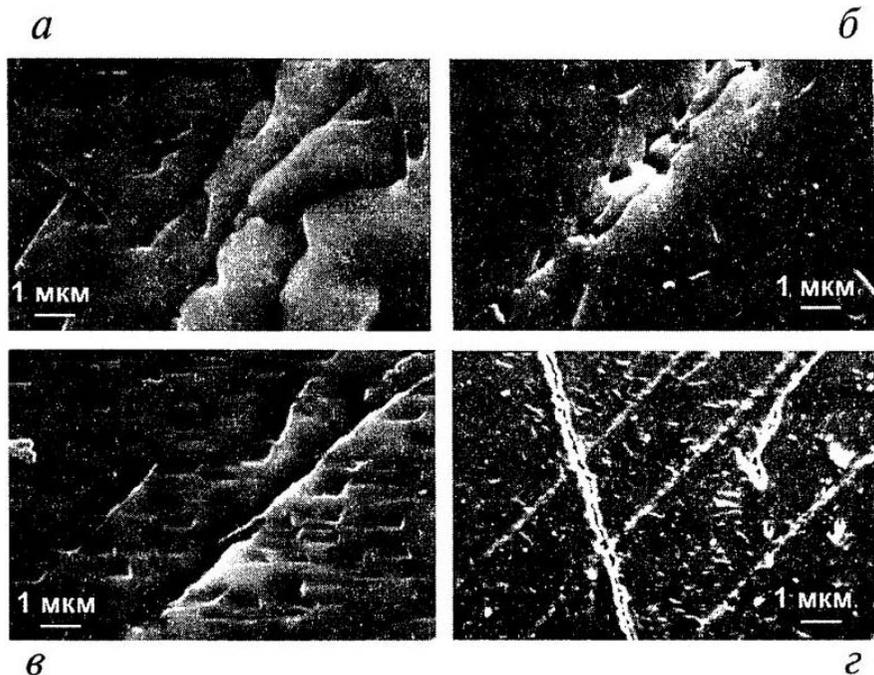


Рис. 4.8. Дислокационное строение кварца в среднем течении р. Наïм-Рассоха

а, б – ортопироксеновых гнейсов гранулитовой фазии метаморфизма, *в, г* – бластокатаклизитов после избирательного травления; изображения поверхностей в растровом электронном микроскопе.

а – эффекты переползания дислокаций, *б* – дислокационная граница хорошо образованных субзерен, *в* – беспорядочно расположенные дислокационные ямки травления с высокой плотностью, *г* – расположение ямок травления по плоскостям скольжения

соответствует однородному региональному метаморфизму [Розен, Сонюшкин, 1987]. Деформации бластотектонитов в коллизионных зонах приводят в общем к уменьшению отдельных индивидов, что влечет за собой увеличение коэффициента диффузии [Носик, 1986] и проницаемости пород для флюида, поступающего из внешнего, разломного источника, что отражается в полиметаморфическом, неоднородном и часто неравновесном составе парагенезисов минералов (наличие реликтовых гранулитовых парагенезисов и т.п.)

Размер субзерен, образованных дислокационными границами, и плотности свободных дислокаций внутри них связаны с величиной стресса, если деформация материала осуществлялась в условиях повышенных температур в процессе дислокационной ползучести. Это позволяет оценивать величины палеостресса в природных геологических процессах (обзор в [Розен, Сонюшкин, 1987]). Уравнения для определения величин палеостресса могут быть представлены в различной форме. Ниже используются следующие уравнения:

$$\sigma_c = K\mu b\rho \quad (1)$$

$$\sigma_d = (L\mu b)/d, \quad (2)$$

где σ – величина палеостресса, ρ – плотность свободных дислокаций, d – диаметр субзерен или их ширина, b – вектор Бюргерса, μ – модуль сдвига при заданной температуре деформаций, K и L – константы [White, 1979].

Для расчета величин палеостресса были выбраны 3 образца – один из гранулитовой толщи Далдынского террейна Анабарского щита и два из бластотектонитов Котуйканской коллизионной зоны, относящихся к образованиям амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Все эти образцы, как показали электронно-микроскопические исследования, были деформированы в условиях дислокационной ползучести, хотя для образцов коллизионной зоны также были зафиксированы и эффекты рекристаллизации, наиболее интенсивно проявленные в образце эпидот-амфиболитовой фации. Для расчета величин стресса (σ) в каждом из образцов было обработано по 50 электронно-микроскопических фотографий, сделанных при увеличении около 1000. Размеры субзерен (d) оценивались по микрофотографиям и непосредственно с экрана электронного микроскопа. Всего было измерено по 100 субзерен в каждом образце.

Результаты определения величин палеостресса по средним значениям (ρ и d) приведены в таблице 4.4. Хорошо прослеживается тенденция к их увеличению при переходе от пород гранулитовой фации к породам амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Характерно, что величины σ , рассчитанные по плотности свободных дислокаций, превышают значения σ , полученные по размерам субзерен; аналогичные несоответствия отмечались и ранее (обзор в [Розен, Сонюшкин, 1987]). Они объясняются эффектом увеличения плотности свободных дислокаций при подъеме породы из глубины [White, 1979]. Кроме того, различия в величинах палеостресса для пород, деформированных в практически безводных условиях гранулитовой фации и в присутствии существенно водного флюида в амфиболитовой и в особенности эпидот-амфиболитовой фации, могут являться, по крайней мере частично, следствием гидролитического ослабления кварца (ссылки в [Розен, Сонюшкин, 1987]), что вносит некоторую неопределенность в приводимые оценки.

Для целей геологической интерпретации разброс полученных величин палеостресса можно рассматривать как пределы колебаний для вероятных сдвиговых напряжений, принимая, что порядок величин определен правильно. Учитывая высокие температуры, при которых состояние вещества достаточно пластично, можно принять, что полученные величины палеостресса характеризуют порядок величины сил, приводящих к наблюдаемым деформациям в целом и провести сопоставление с типичными геологическими ситуациями.

Таблица 4.4

Плотности свободных дислокаций (ρ), размеры субзерен (d), и величины палеостресса (σ), определенные для кварца метаморфических пород Анабарского щита

№ п/п	Фация метаморфизма	ρ , см ⁻²	σ_p , бар	d , мкм	σ_d , бар
1	Гранулитовая	$3,1 \cdot 10^7$	158	49	87
2	Амфиболитовая	$6,8 \cdot 10^7$	357	29	148
3	Эпидот-амфиболитовая	$1,5 \cdot 10^8$	766	18	237

Однородная линейная изоклинальная складчатость, проявленная в древних гранулит-гнейсовых террейнах предположительно возникла как предпоследний этап деформаций. В условиях вертикального расплющивания во время гранулитового метаморфизма сформировались горизонтальные изоклинальные складки, которые на последнем этапе коллизионного сжатия и надвигания террейнов приобрели крутой наклон к северо-востоку [Rosen, 1995a]. В этих условиях стрессовые напряжения релаксировались в условиях объемных пластических деформаций вязкого течения и составляли 90–100 бар. Позднее, с переходом к более жестким условиям реализации надвигания по мере охлаждения системы и локального выплавления мигматитов гранитоидов внутри коллизионных зон (переход от пластических к хрупким деформациям), стрессовые напряжения постепенно возрастали от 150–360 бар в бластотектонитах амфиболитовой фации до 250–740 бар – в эпидот-амфиболитовой фации. Такой порядок величин стрессовых напряжений достаточно удовлетворительно согласуется с известными значениями, определенными для наиболее общих геологических ситуаций. Для случаев коллизии континентов рассчитанные величины напряжений составляют около 500 бар [Elsasser, 1971] и достигают 1000 бар в Гималайской коллизии, что, возможно, является причиной повышения температур, достаточных для выплавления автохтонных гранитоидов [Molnar et al., 1983], а палеостресс в условиях рассеянного спрединга характеризуется напряжениями порядка 100 бар [Forsyth, Ueda, 1975].

Температуры и давления процессов породообразования

В двупироксен-плаггиоклазовых гнейсах флюидные включения обычно имеют форму отрицательных кристаллов размером около 5 мкм. Они большей частью сложены высокоплотной CO_2 [Rosen et al., 1990]. Примесь H_2O и солей в некоторых включениях устанавливается по более низким температурам замораживания и новообразования кристаллов при охлаждении. Эти кристаллы обнаружены после вскрытия включений при наблюдениях под электронным микроскопом. Флюидные включения в бластотектонитах коллизионных зон имеют размеры 5–20 мкм. В породах амфиболитовой фации они состоят большей частью из H_2O с примесью CO_2 , но встречаются также и включения, целиком заполненные CO_2 . В друзовом кварце из жил, залегающих в поздних тектонитах, включения заполнены H_2O , тогда как содержащие CO_2 включения встречаются редко.

По своей природе флюидные включения подразделяются на: 1 – группы включений, располагающиеся в центральных частях кристаллов, относимые к первичным; 2 – включения, приуроченные к трещинам, залегающим внутри отдельных зерен, – первично-вторичные; 3 – включения, распределенные вдоль трещин, секущих несколько зерен, – вторичные включения. Объединенная гистограмма температур всех типов включений (рис. 4.9) показывает, что они существенно различаются в зависимости от нахождения в гранулитовых породах террейнов и бластотектонитах коллизионных зон, хотя значительной оказывается и область перекрытия. В первых температура гомогенизации устанавливается от -45°C до -15°C , а в биотит-амфиболовых мигматитах вторых – от -15°C до $+5^\circ\text{C}$. Анализ распределения включений с различной температурой гомогенизации в каждой группе показывает, что трещины всех

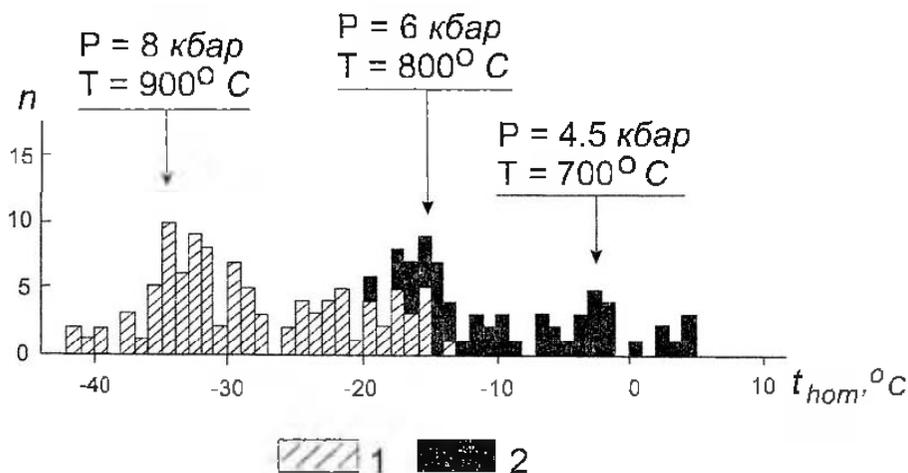


Рис. 4.9. Температура гомогенизации включений CO_2 и оценки РТ-параметров породообразования
 1 – 103 определения в кварце из крупнозернистого обособления в ортопироксеновом гнейсе, слияние рек Уран-Юреге и Котуйкан в его среднем течении (западная окраина Далдынского террейна); 2 – 58 определений в кварце из лейкосомы биотит-амфиболового мигматита, р.Меркю, левобережье среднего течения р.Котуйкан, западное крыло Котуйканской коллизииной зоны

типов пород формировались и залечивались на поздних стадиях каждого данного метаморфического события.

Давления во время захвата метаморфических флюидов были рассчитаны по РТV-диаграммам для CO_2 [Томиленко, Чупин, 1983; Шмулович, 1988; Roedder, 1984] путем сопоставления температур гомогенизации расплавных включений и удельных объемов CO_2 во включениях, целиком сложенных углекислотой [Rosen et al., 1990] (рис. 4.10). Давления гранулитового метаморфизма колеблются в интервале 8,5–9,0 кбар при 850–900°С. Эти величины находятся в хорошем соответствии с петрологическими данными: максимальными величинами – 10 кбар, 850–950°С (рассчитаны по эклогитоподобным и салфиринсодержащим парагенезисам [Лутц, 1973]), и наиболее широко распространенным – 7–8 кбар, 780–850°С [Вишневский, 1978]. Включения в мигматитах коллизионных зон характеризуются давлением 6,0–6,5 кбар при 780–820°С, тогда как петрологически определенные величины составляют 6–7 кбар, 650–750°С для алмадин-роговообманковых парагенезисов [Вишневский, 1978]. В породах поздних стадий эволюции коллизионных зон температуры были рассчитаны на основе включений H_2O (без CO_2), а давления оценивались с использованием комплексных ($\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$) включений на основе объединенных РТ-диаграмм для CO_2 и H_2O [Томиленко, Чупин, 1983]. Такие включения характеризуют давление 4–5 кбар и температуру 500°С в сланцах эпидот-амфиболитовой фации, что соответствует петрологическим данным (4–6 кбар, 480–650°С), полученным для сланцев куммингтонит-амфиболитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации [Вишневский, 1978] на основе исследований парагенезисов эпидота с роговой обманкой и мусковита с гранатом и микроклином. Заключительная стадия флюидного проникновения происхо-

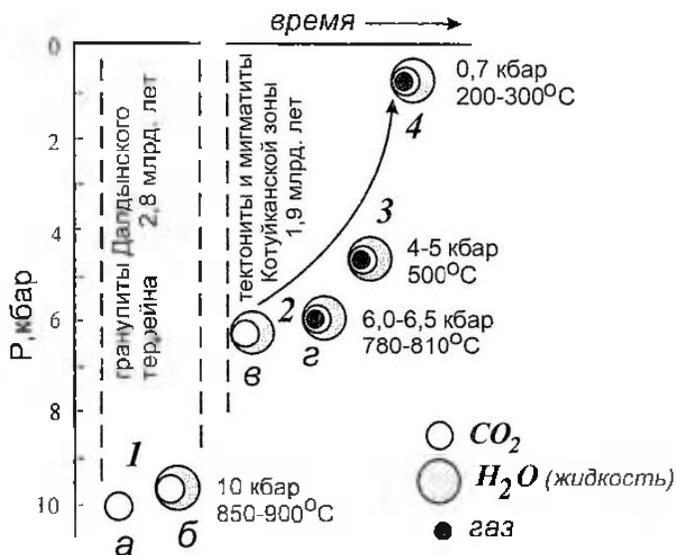


Рис. 4.10. Эволюция температуры и давления при формировании Котуйканской шовной зоны (по данным изучения флюидных включений) [Rosen et al., 1990]

1 – монофазные включения: а – жидкой CO₂, б – содержащие пузырьки H₂O в гранулитах; 2 – комплексные включения в породах амфиболитовой фации: в – жидкой CO₂ и H₂O, з – включения, содержащие те же фазы с пузырьком газа; 3 – включения того же состава, как предыдущие, в породах эпидот-амфиболитовой фации; 4 – существенно H₂O-содержащие включения в поздних кварцевых жилах среди тектонитов зеленосланцевой фации

дила при 0,7 кбар, 200–300°C, что устанавливается по комплексным данным для включений в жилах с друзами кварца. Эти параметры соответствуют пренит-пумпеллитовой фации [Rosen et al., 1990]. Приведенные данные в целом позволяют наметить основные этапы эволюции флюидного режима древних террейнов и сопряженных коллизионных зон, рассмотренные выше.

Фрагменты гранитного расплава во флюидных включениях

Изучение расплавных включений представляет широкие возможности для получения информации относительно состава и эволюции магматических систем, поскольку такие включения характеризуют захваченный расплав, а также летучие компоненты, которые находились в состоянии несмесимости с этим расплавом в момент его выделения [Roedder, 1984; Frezzotti, 2001]. Встреченные в разломных зонах Анабарского щита гранитоиды относятся к коллизионному геохимическому типу. Микрозондовые исследования использовались для определения минерального состава силикатных фаз в кристалло-флюидных и в расплавных и включениях вмещающих пород. Обычно расплавные включения содержат зерна кварца, плагиоклаза и нередко калиевого полевого шпата, часто заключенные в пустотах, и характеризую-

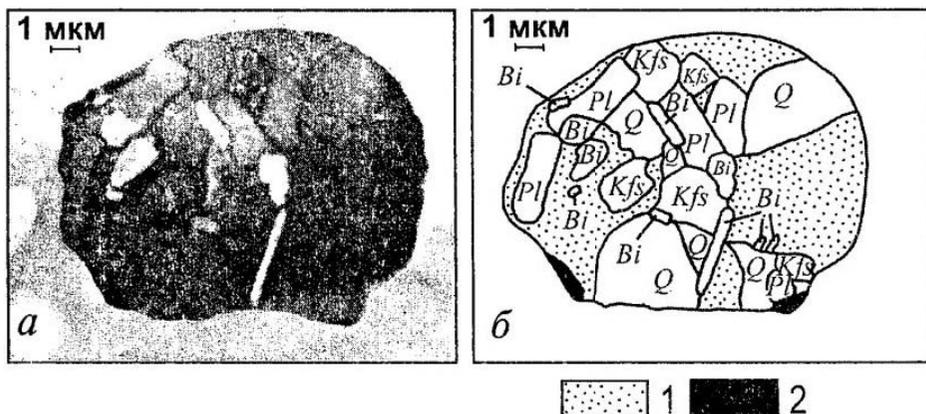


Рис. 4.11. Включение раскристаллизованного расплава в кварце из пегматоидного обособления в мигматите. Среднее течение р. Котуйская, Котуйканская коллизионная зона
a – фото в электронном микроскопе; *б* – данные электронного микрозонда (для фото *a*), по Si, Al, Mg, K, интерпретированные в виде обозначенных минералов: Bi – биотит, Kfs – калишпат, Pl – плагноклаз, Q – кварц; 1 – тонкозернистый стекловатый агрегат, 2 – пустоты, первоначально заполненные флюидом

шие состав метаморфического флюида как гранитообразующий [Rosen et al., 1990]. Однако встречены включения, отражающие состав нарождающегося гранитного расплава. Такие включения изучены в кварце из образца лейкосомы биотитового мигматита Котуйканской коллизионной зоны. Кварц не обнаруживает микротрещиноватости под электронным микроскопом, что указывает на его новообразование из расплава, в отличие от реликтовых зерен рестита, в которых такая трещиноватость широко проявлена [Watt et al., 2000]. При площадном сканировании в составе расплавных включений обнаружен гипидиоморфно-зернистый агрегат кварца, калишпата, плагноклаза и биотита. Размер зерен составляет 0,5–2 мкм (рис. 4.11). Гипидиоморфнозернистая структура агрегата указывает на равновесную кристаллизацию, которая проявляется в отделившихся (автохтонных) биотитовых лейкогранитах коллизионных зон. Тонкозернистый алюмосиликатный материал также присутствует в количестве около 30% об. Этот материал интерпретируется как раскристаллизованное стекло. Обычно один или два газовых пузырька также присутствуют в этих включениях. Такой минеральный состав расплавных включений прямо показывает, что при формировании мигматитов и гранитов в бластотектонитах коллизионных зон происходило частичное плавление [Rosen et al., 1990].

Геохимические особенности анатектического процесса

Как отмечено выше, встреченные в зонах разломов гранитоиды относятся к коллизионному геохимическому типу [Rosen et al., 1990]. Рассматривая эти гранитоиды как результат парциального плавления гнейсов, преобладающих в рассматриваемых исходных ассоциациях пород коллизионных зон, следует подчеркнуть, что их обычно

сопровождают мигматиты, которые отражают промежуточную стадию гранитообразования. Представления об этих породах разнообразны, отличаются сложностью и неоднозначностью (обзор в [Классификация..., 1992]). В рассматриваемом случае они образуют промежуточную субстанцию между гнейсами (источники) и гранитами (выплавки) как по минеральному составу, так и по особенностям геохимии. В процессе их образования отражаются четыре последовательных стадии: 1 – прогрессивное парциальное плавление и мелкомасштабная сегрегация на обогащенные расплавом и реститовые домены; 2 – экстракция расплава; 3 – частичные ретроградные реакции (обратные реакции) между кристаллизующимся на месте расплавом и реститом; 4 – кристаллизация на солидусе оставшегося на месте расплава с выделением (потерей) летучих [Kriegsman, 2001]. Эти факторы в определенной мере учтены в приводимом ниже описании.

В ряду исходные гнейсы–мигматиты–гранитоиды происходит направленный вынос в расплав в первую очередь SiO_2 и MgO с существенным повышением железистости (табл. 4.5) [Rosen et al., 1990], а также Rb. Содержания этих компонентов непрерывно увеличиваются в указанном ряду (рис. 4.12). Однако для ряда других элементов особый интерес представляет промежуточная стадия – образование мигматитов. В мигматитах существенно накапливаются Ba, Sr, Zr, Nb, Ta (рис. 4.12). При этом Zr, вероятно, концентрировался в цирконах, Nb, Ta – в мафических минералах, а Ba, Sr – в плагиоклазах. Очевидно, парциальное плавление исходной толщи прошло в два различных по сути этапа: 1 – частичное плавление исходного вещества (в данном случае – диафорированных гнейсов) с образованием мигматитов, выносом и накоплением в них указанных элементов, и 2 – выплавление гранита из мигматитов, когда значительная часть накопленных здесь (указанных выше) элементов задерживалась в исходном субстрате, а мигматиты сами по себе играли роль промежуточного рестита [Rosen et al., 1990]. Очевидно, что обширные поля мигматитов в пределах щитов могут быть концентраторами некогерентных элементов, что важно принимать во внимание при оценке их рудоносности и геохимической принадлежности к тем или иным петрогенетическим типам метаморфических пород, а расчетные модели прямого выплавления гранитов из гранулитов, рассмотренные выше, представляют собой лишь известную степень аппроксимации.

Распределение редкоземельных элементов в гранулитах, мигматитах и гранитоидах Анабарского щита показано на рисунке 4.13 по данным таблицы 4.5. Нормированные по хондриту (R/CH) содержания редкоземельных элементов в ортопироксеновых плагиогнейсах гранулитовой фации характеризуются достаточно высокими величинами содержаний La_N , варьирующими в интервале 60–120 при умеренных отношениях La_N/Yb_N – 6–20 (см. рис. 4.13), и отсутствии европиевого минимума. Такого типа распределение, как показывает интерпретация и моделирование распределения редкоземельных элементов [Barker et al., 1976, 1986], возникает как результат выплавления первичных магм (для дометаморфических пород) из базальтового субстрата при высоких давлениях при концентрации тяжелых земель в реститовом гранате, т.е. оно обусловлено исходными (дометаморфическими) особенностями субстрата гранулитов. По отношению к средним величинам для нижней коры La_N 30, La_N/Yb_N 4 [Taylor, McLennan, 1985] представленные образцы гранулитов, характеризующие породы среднего химического состава, обнаруживают заметное превышение валовых содержаний, что, вероятно, вызвано отсутствием в рассмотренной выборке

Состав гнейсов, мигматитов и гранитоидов Анябарского щита

Оксиды, элементы	Представительные анализы и их номера*						Средние составы**		
	Орто- и двупроксеновые гнейсы				Гранитоиды		и количество анализов (n)		
	3	4	5	6	23	24	GN(?)	MIG(11)	GRN(11)
SiO ₂	56.73	61.73	63.92	64.17	57.58	66.76	61,51	67,09	73,88
TiO ₂	0.36	0.72	0.91	0.40	1.66	0.87	0,62	0,59	0,21
Al ₂ O ₃	20.07	16.82	15,66	15,43	15,42	13,94	16,16	14,81	13,22
Fe ₂ O ₃	1.73	0,05	2,21	1,24	4,05	2,21	2,20	1,41	0,75
FeO	3,96	5,34	3,79	4,67	6,34	3,99	3,42	3,45	1,52
MnO	0,06	0,09	0,06	0,08	0,12	0,05	0,08	0,07	0,03
MgO	3,11	3,43	2,30	3,39	2,42	1,10	3,10	1,37	0,35
CaO	6,67	4,90	4,65	4,56	5,63	2,13	5,01	2,38	0,99
Na ₂ O	5,00	3,98	4,22	4,27	3,80	3,05	4,05	3,41	3,12
K ₂ O	1,09	1,53	0,99	0,73	1,03	4,56	1,96	4,50	5,14
P ₂ O ₅	0,09	0,20	0,17	0,21	0,52	0,26	0,22	0,17	0,06
лпп	0,64	0,10	0,62	0,36	0,92	0,60	0,71	0,30	0,09
Сумма	99,51	98,89	99,5	99,51	99,49	99,52	99,04	99,55	99,36
Ni	47	30	36	62	16	5	28	9	4
Co	18	19	14	17	15	7	18	7	3
Cr	90	80	45	140	28	19	69	22	10
V	59	100	80	55	110	48	104	34	9
Sc	21	17	12	8	3	6	16	6	7
Ba	820	450	390	400	790	1200	730	1350	824
Sr	560	680	280	420	230	140	310	350	108
Pb	14	14	16	15	18	19	16	34	29
Zn	50	60	80	90	120	80	54	37	23
Cu	32	6	13	42	60	17	19	14	9
Zr	180	290	230	130	730	1300	252	350	133
Ga	27	no	22	18	22	23	31	32	29
Ge	1,0	1,0	0,9	1,0	1,3	0,8	1,1	1,0	1,0
Nb	-	-	-	-	4,2	4,2	7	21	11
Ta	1,0	0,7	1,0	0,4	2,6	2,1	0,6	1,4	1,0
Li	6,0	6,6	6,8	7,8	9,4	3	13,7	11,5	9
Rb	-	14	-	-	22	-	46	134	146
La	36	17	30	25	67	100	-	-	-
Ce	57	32	56	41	130	290	-	-	-
Sm	3,9	3,4	4,4	2,3	16	30	-	-	-
Eu	1,4	1,2	1,0	0,8	2,6	3,0	-	-	-
Tb	0,51	0,40	0,40	0,23	2,7	2,9	-	-	-
Yb	0,90	1,4	0,75	0,67	5,9	8,5	-	-	-
Lu	0,14	0,20	0,13	0,089	0,87	1,0	-	-	-

* №№ 3, 4, 5, 6 – ортопироксеновые плагиогнейсы, междуречье рр. Налым- и Кюнгкюй Рассоха, Далдынский террейн; 23, 24, соответственно – биогил-роговообманковый мигматит, среднее течение р. Котуйкан (Котуйканская коллизийная зона) и биотит-роговообманковый гранодиорит, руч. Ары-Мастах, среднее течение р. Б. Куонамки (Билляхская коллизийная зона) (данные и номера анализов по [Архей..., 1988]).

** Буквенные обозначения GN, MIG, GRN – средние составы, соответственно: амфибол-биотитовые гнейсы (ретроградно метаморфизованные гранулитовые ортопироксеновые гнейсы), мигматиты по этим гнейсам, биотитовые граниты, среднее течение р. Котуйкан, Котуйканская коллизийная зона [Rosen et al., 1990].

данных по метабазитам, которые составляют здесь по объемным оценкам примерно 20% [Розен, 1992] и обычно характеризуются существенно более низкими значениями указанных параметров.

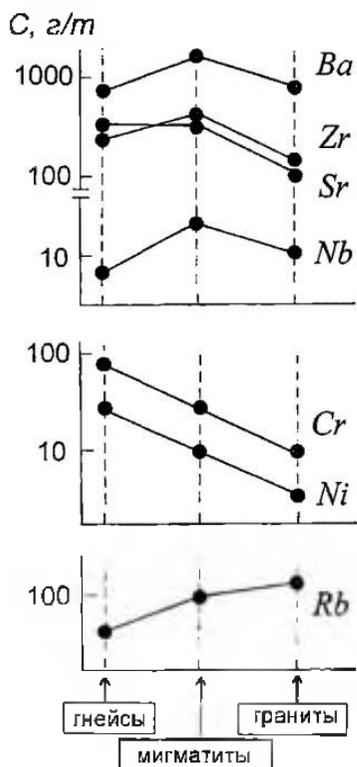


Рис. 4.12. Геохимические тренды анатектического процесса в коллизионных зонах

Использованы средние данные (см. табл. 5.4) по роговообманково-биотитовым гнейсам (ретроградно метаморфизованные гранулитовые ортопироксеновые гнейсы), мигматитам по гнейсам и гранитам

Гранитоиды (анализы 23, 24, см. рис. 4.13) обнаруживают довольно типичную картину для анатектических коровых гранитов, о чем свидетельствуют высокие отношения La_N/Yb_N 9–10 при значительном европиевом минимуме, $Eu_N/Eu^*_N=0,44-0,56$, обусловленном предположительно сохранением плагиоклаза в гранулитовом рестите. Содержания La_N около 400, Yb_N 40 повышены по отношению к лейкократовым анатектическим гранитам, рассмотренным выше. Это объясняется тем, что мигматиты по отношению к выплавленным гранитам являются обогащенным субстратом и выступают в качестве рестита. Приведенные анализы гранитоидов, вероятно, характеризуют именно эту промежуточную стадию анатексиса, тогда как лейкограниты коллизионных зон остались пока недостаточно изученными. Очевидно, что приведенные довольно фрагментарные данные по распределению редкоземельных элементов определенно указывают на анатексис гранулитов при образовании гранитоидов коллизионных зон.

Изотопные признаки коровых источников коллизионных гранитоидов

Количество ювенильного вещества, поступавшего в кору в различные эпохи тектогенеза, можно приблизительно оценить, опираясь на распределение во времени оценок Sm-Nd модельных возрастов, полученных в данной работе и опубликованных

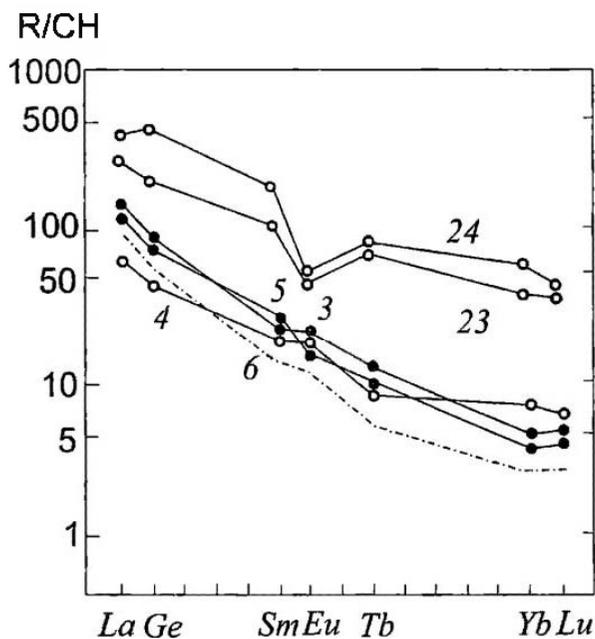


Рис. 4.13. Нормированные по хондриту (R/CH) содержания редкоземельных элементов в ортопироксеновых плагиогнейсах гранулитовой фации, мигматитах и гранитоидах амфиболитовой фации

Номера кривых соответствуют номерам анализов в табл. 4.5

ранее [Розен, 2000; Смелов и др., 1998б; Jahn et al., 1998]. Такие оценки имеют в определенной мере условный характер без подтверждения другими независимыми методами датирования, если учесть, что модельный возраст базитов может отражать результат контаминации более древним веществом вмещающих пород, а для гранитоидов – результат смешения разновозрастных субстратов, и в этом случае геологического смысла не имеет [Arndt, Goldstein, 1987]. При отборе модельных возрастных значений были исключены образцы, в которых отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0,16$, т.е. близко к таковому в однородном хондритовом резервуаре (CHUR), когда оценка возраста может оказаться некорректной. Были использованы модельные оценки возраста, согласованные с результатами датирования другими независимыми методами, приведенные выше в данной работе и опубликованные ранее по Алданскому щиту [Jahn et al., 1998] (15 образцов, в т.ч. 9 – гранитов и тоналитовых гнейсов). Используются также оценки по закрытым районам к северу и северо-западу от Алданского щита, вплоть до границ Анабарского щита [Смелов и др., 1998б] (52 образца коровых включений в кимберлитах и керны скважин, в т.ч. 22 – по гранитоидам и гнейсам), где результаты контроля независимыми методами датирования не опубликованы. Эти данные, взятые в целом, достаточно равномерно характеризуют огромную территорию восточной части Сибирского кратона, а поскольку большинство определений относится к базитам, можно предполагать, что они отражают эпохи поступления в

кору ювенильного вещества. Полученная совокупность из 101 анализа довольно отчетливо разделяется на неперекрывающиеся и внутренне непрерывные возрастные группы. Соответствующие величины $T(DM)Nd$ составляют 3,53 млрд. лет (для интервала возрастов $T=3,64-3,42$ млрд. лет при количестве определений $n=7$), и далее, соответственно, 3,16 млрд. лет ($T=3,29-3,05$, $n=26$), 2,94 млрд. лет ($T=3,03-2,80$, $n=30$), 2,55 млрд. лет ($T=2,71-2,41$, $n=15$), 2,25 млрд. лет ($T=2,39-2,11$, $n=12$), 1,91 млрд. лет ($T=2,01-1,80$, $n=3$), 1,36 млрд. лет ($T=1,46-1,18$, $n=3$), 0,88 млрд. лет ($T=0,99-0,70$, $n=4$).

Выявляется уникальная особенность кратона, которая состоит в том, что ко времени главного коллизионного события приурочено наименьшее количество ювенильного вещества – лишь первые проценты от общего объема (цифры модельных возрастов в интервале 2,01–1,8 млрд. лет). Следовательно, гранитный магматизм этой коллизионной эпохи имел своим источником древнее коровое вещество, являясь результатом парциального плавления нижней коры и последующего удаления гранитного расплава вверх. В нижней коре одновременно и комплементарно формировался базифицированный рестит [Rosen, 1995a; Taylor, McLennan, 1995].

Геохимическое деплетирование гранулитов

Составы пород гранулитовой фации, изученные на Анабарском щите, весьма разнообразны, поэтому выявление потери литофильных элементов при выплавлении гранитоидов представляется трудной задачей, учитывая вероятную (рассчитанную выше) небольшую степень плавления гранулитов, порядка 15%, когда кардинальных изменений в составе исходного субстрата не происходит. Наиболее распространены две главные группы пород, это двупироксен-плаггиоклазовые гнейсы, варьирующие по составу от средних до кремнекислых разновидностей и двупироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы (метабазиты). Значительно меньше распространены метакarbonатные породы (клинопироксен-плаггиоклазовые породы и мраморы) и метаграувакки (биотит-гранат-клинопироксеновые гнейсы). Петрологическая систематика всех этих пород специально рассмотрена в [Классификация..., 1992]. Геохимические исследования показали, что наиболее распространенные плаггиогнейсы и метабазиты образовались при метаморфизме вулканитов островодужного типа [Архей..., 1988; Rosen, 1992] и подразделяются на петрохимические серии в зависимости от щелочности (рис. 4.14). В интервале содержаний SiO_2 от 45 до 75% отчетливо выделяются низкокалиевая, известково-щелочная и высококалиевая серии, в которых сидерофильными элементами обогащены низкокалиевые, толеитовые породы (напр. Ni, см. рис. 4.13), а литофильными – высококалиевые породы (напр. Ba, см. рис. 4.14), тогда как известково-щелочные занимают промежуточное положение [Rosen, 1992]. Количество анализов по каждому интервалу содержаний SiO_2 (верхняя диаграмма, см. рис. 4.14) позволяет оценить средние составы пород независимо от их щелочности. Эти средние составы использованы для оценки степени деплетирования рассмотренных пород.

На рисунке 4.15 показаны отношения средних содержаний элементов в изученных породах Анабарского щита (129 обр.) [Rosen, 1989] к концентрациям, вычисленным для среднего состава верхней коры [Taylor, McLennan, 1985]. Сопоставление основных (мафических), средних и кислых (фельзических) гранулитов Анабарского щита

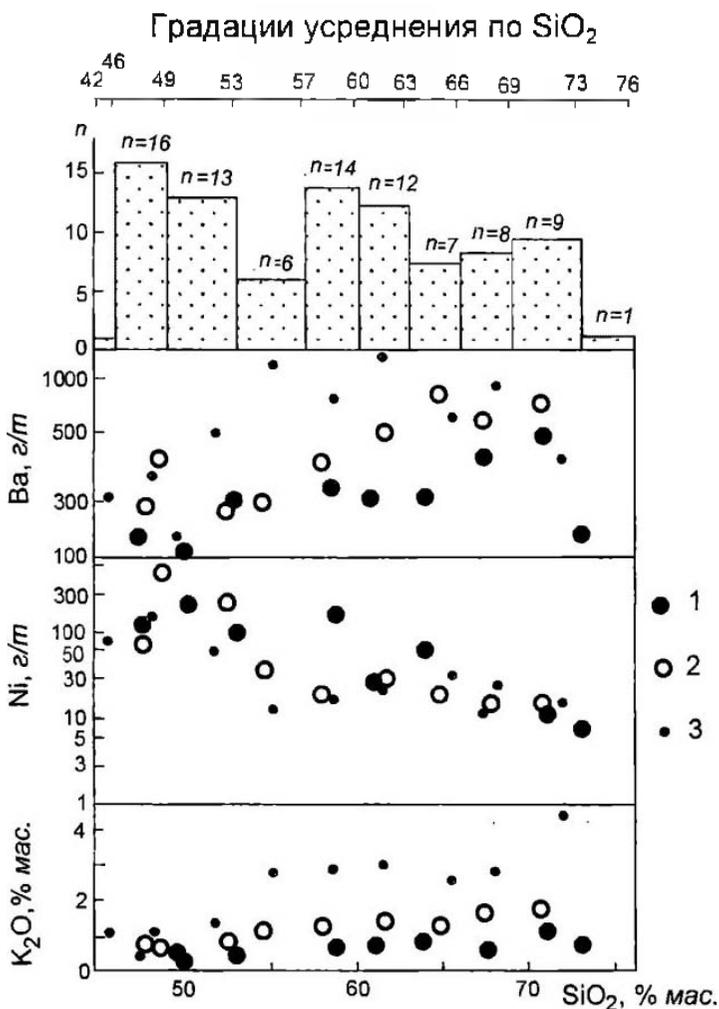


Рис. 4.14. Вариационная диаграмма геохимических особенностей гранулитов Анабарского шита (по данным [Архей..., 1988])

1-3 – петрохимические серии: 1 – низкокальциевая, 2 – известково-щелочная, 3 – высококальциевая; n – частота встречаемости проб

показывает обогащение всех указанных типов гранулитов независимо от состава мафическими компонентами (FeO, MgO, Ni, Co, Cr, V, Sc, Cu – см. рис. 4.15A). Содержания Sr, Zn, Pb примерно такие же, как и в верхней коре континентов фанерозоя. Отчетливо выявляется дефицит литофильных K₂O, Nb. Приведенные данные в целом показывают интенсивное деплетирование гранулитовой коры Анабарского шита по литофильным катионам. Исключение для Ba, по-видимому, обусловлено тем, что этот элемент характеризуется весьма большими вариациями содержаний, и авторами [Taylor, McLennan, 1985], вероятно, было вычислено несколько заниженное

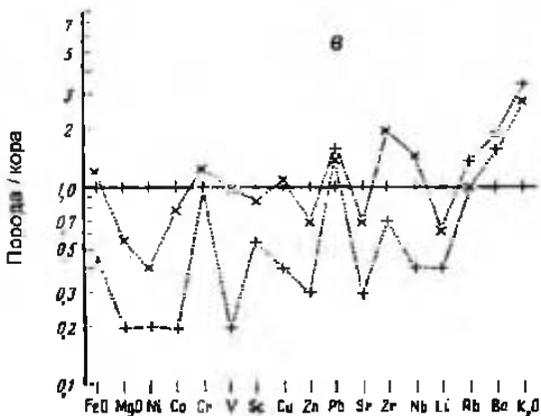
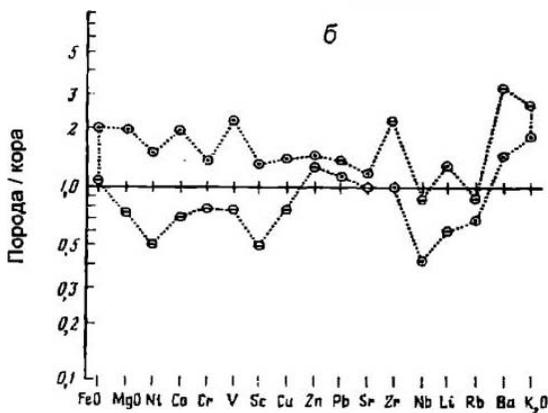
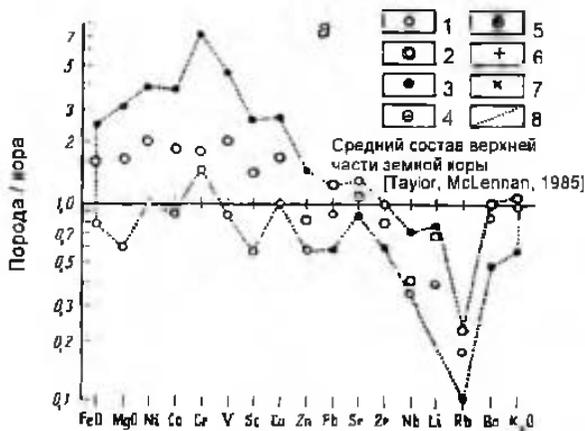


Рис. 4.15. Геохимическое истощение по литофильным элементам гранулитов и обогащение мигматитов и гранитоидов Анябарского щита

а – гранулитовая фация в террейнах, метабазиты и плагиогнейсы; *б*, *в* – амфиболитовая фация в коллизионных зонах: *б* – мигматиты, *в* – гранитоиды. 1, 2 – ортопироксеновые плагиогнейсы: 1 – кислого состава, 2 – среднего состава; 3 – дупироксеновые кристаллосланцы (метабазиты); 4 – мигматиты по плагиогнейсам; 5 – мигматиты по метабазитам; 6 – граниты; 7 – гранодиориты; 8 – границы поля фигуративных точек

содержание этого элемента в верхней коре, 550 г/т. Очевидно, что обнаженные на поверхности гранулиты Анабарского щита не отвечают составу гранитной верхней коры, а напротив, характеризуют истощенный по граниту состав нижней коры (в понимании [Taylor, McLennan, 1985]). Напротив, мигматиты коллизионных зон достаточно хорошо соответствуют верхней коре континентов, что и явилось основанием для предположения о существовании двух типов континентальной коры на Анабарском щите: гранулито-базитовой (обогащенной сидерофильными элементами) и гранито-гнейсовой, обогащенной литофильными элементами [Rosen, 1989], локализованной в пределах коллизионных зон. Гранитоиды выплавлялись из мигматитов коллизионных зон, как было показано выше при анализе геохимических трендов гранитообразования, и обнаруживают заметный дефицит сидерофильных компонентов (FeO , MgO , Ni , Co , Cr , V , Sc), а также Sr , Cu , Zn и избыток Li , Rb , Ba , K_2O , при неясном поведении Sr , Zr , Nb , Pb , которое, по-видимому, обусловлено локальными условиями выделения гранитного расплава [Rosen, 1989].

Из этих данных можно сделать два основных вывода. 1. На Анабарском щите сегодня обнажена нижняя кора (в понимании [Taylor, McLennan, 1985]), которая существенно истощена по литофильным элементам, определяющим состав гранитоидов, и, следовательно, эти элементы были удалены вместе с гранитными расплавами, которые поступали в коллизионные зоны. 2. Комплексы коллизионных зон, представленные главным образом мигматитами и гранитоидами, достаточно хорошо соответствуют составам верхней коры континентов. Они являются реликтами анатектического расплавленного вещества, большая часть которого поднималась вверх по коллизионным зонам и накапливалась в верхней коре, которая в настоящий момент практически полностью эродирована.

5. ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СОВРЕМЕННОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ: ТЫРНЫАУЗ, КАВКАЗ

Коллизионное гранитообразование является кульминацией в последовательности событий, начинающейся с прогресса исходного протолита, последующего межгранулярного плавления, обособления расплава в систему жил, подъем расплава по этой системе и, наконец, кристаллизации расплава.

В предыдущих главах охарактеризованы разные уровни проявлений коллизионного гранитообразования, каждый в отдельности и на разновозрастных объектах. Это, во-первых, уровень слоя гранитного расплава (в параметрах субсолидуса) в современных областях континентальной коллизии, во-вторых, гранитный горизонт, обнаженный в палеозойской коллизионной области на дневной поверхности после эрозии верхних складчатых комплексов, и в-третьих, уровень источника гранитного расплава в нижней коре раннепротерозойской коллизионной области, оказавшейся на поверхности в результате полного размыва верхних складчатых комплексов и самого гранитного слоя.

Очевидно, что непосредственно задокументировать на одном конкретном профиле полный разрез земной коры коллизионной области невозможно, поскольку на земной поверхности пока не известно такого наблюдаемого объекта, который охватывал бы интервал глубин до 40–50 км с достаточной полнотой. Однако можно попытаться реконструировать такой полный разрез, опираясь на петролого-геохимические данные по конкретному интрузиву, если известна геологическая ситуация его возникновения.

Представительным объектом для реконструкции петрологического разреза земной коры современной коллизионной области оказался позднеплиоценовый Тырныаузский (Эльджуртинский) гранитный массив на Кавказе. Расплав формировался на глубине около 30 км в условиях гранулитовой фации метаморфизма, а затем внедрился в верхний складчатый комплекс Кавказской коллизионной области. Массив подробно и детально изучен [Ляхович, 1976 и мн. др.]. Однако помимо детальных петролого-геохимических и изотопных данных важным обстоятельством явилось то, что благодаря глубокой Тырныаузской скважине, пройденной ГНПП Недра, оказался доступным для изучения непрерывный разрез этого гранитного массива на глубину по крайней мере 5 км, с учетом горного рельефа с амплитудой в пределах массива порядка 2 км. Детальные геофизические материалы, охарактеризованные и частично приведенные выше, позволяют предложить достаточно полную картину гранитного процесса в современной коллизионной зоне. Представленная модель

формирования гранита Тырнауза является попыткой на конкретном материале проследить источник, область накопления и область разгрузки анатектического корового гранитного расплава. Образно говоря, исследование этого массива было подобно изучению керна скважины глубиной 30 км.

5.1. Источники и условия локализации гранитоидов

Состав, возраст, источники и РТ-параметры выплавления

Интрузив обнажен в окрестностях г. Тырнауза на Северном Кавказе (Эльджуртинский массив) на площади 7×2 км в пределах горного массива с максимальной отметкой 2550 м и пробурен на глубину 4000 м Тырнаузской скважиной ГНПП Недра в 1987–1990 гг. [Хахаев и др., 1994]. Доступная изучению глубина массива в целом составляет 5200 м, что определяет достаточную достоверность суждений о составе магмы и процессах ее остывания. Он прорывает вулканогенно-осадочные и метаморфические толщи палеозоя и мезозоя краевой части Скифской плиты с образованием роговиков и скарнов с промышленной вольфрамовой минерализацией. Судя по интерпретации локальной отрицательной гравитационной аномалии, глубина плутона составляет 7,5 км, а объем – не менее 150 км³ [Хахаев и др., 1994] при глубине эрозии 3–4 км. Минеральный и химический составы гранита приведены в таблицах 5.1–5.3.

Представительные образцы из керна Тырнаузской скважины были проанализированы на петрогенные компоненты с помощью стандартных методик, в т.ч. на Sc, Co, Cr, Hf, REE – методом ИНАА [Ляпунов, Сотсков, 1984]; на Rb, Sr, Zr, Y, Nb, U, Th – рентгено-флуоресцентным методом; на Ni, Cu, Zn, Pb – атомно-абсорбционным методом; на V, B – количественным спектральным методом, на F – потенциометрическим методом; на Li, Cs – пламенно-фотометрическим методом.

Крупно-среднезернистые порфирированные биотитовые граниты с вкрапленниками калишпата (санидина) слагают довольно однородную глазную фацию массива, содержащую разнообразные включения (ксенолиты) и пресеченную кислыми дайками. Содержания плагиоклаза, кварца, калишпата и биотита на различных глубинах статистически (в пределах стандартных отклонений) не различаются и соответствуют

Таблица 5.1

Минеральный состав изученных гранитов по Тырнаузской скважине и обнажениям

Изученные образцы		Средний минеральный состав гранитов		
№ обр.*	Глубина, м	Интервал по керну скважины**, м	Плагиоклаз	Кварц
1045	1532–1538	1410–1556	43,6±9,2	26,0±6,5
4428	2103–2105	2098–2498	37,7±8,8	27,6±7,8
9366	2981–2994	2520–3000	41,9±9,4	28,8±5,4
9878	3044–3057	3030–3385	21,2±6,7	47,6±11,2
12900	3580–3593	3014–3775	39,4±7,5	29,7±8,1
15430	3941–3956	3835–4000	28,8±9,6	33,6±7,4
По обнажениям***			34,7±6,3	27,3±4,8

* По официальной документации ГНПП Недра, ** [Попов и др., 1993], *** Среднее для жильных мелкозернистых аплитовидных гранитов указанной глубины [Попов и др., 1993], **** Среднее для всего массива по данным [Ляхович, 1976].

средним оценкам, полученным в обнажениях (см. табл. 5.1). Только жильные аплитовидные граниты на глубинах 3030–3385 м содержат заметно больше кварца – 48%, а на нижних горизонтах в главной фации появляется мусковит.

По химическому и минеральному составу, в соответствии с современной систематикой [Богатиков и др., 1987; Le Maitre, 1989], главная порфириовидная крупно- и среднезернистая фация массива представляет собой субщелочной двуполевошпатовый гранит ($\text{SiO}_2 \approx 68\text{--}73\%$, $\text{N}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \approx 8,1\%$). Характерны довольно низкие содержания H_2O ($>1\%$), заметные содержания F (≈ 800 г/т), умеренные содержания и однородное по глубине распределение элементов-примесей. Незначительный избыток глинозема, $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + 1/2\text{Ca}) = 1,05$, обуславливает присутствие нормативного (CIPW) корунда (около 0,5% в ассоциации с диопсидом), калий заметно преобладает над натрием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,12$), степень окисления железа умеренная ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}} = 0,22$) (см. табл. 5.3).

Распределение редкоземельных элементов в изученных образцах главной фации крупнозернистых гранитов оказывается довольно однообразным (рис. 5.1), что указывает на однородность магмы по всей глубине массива. Характерно сильное фракционирование легких земель ($\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 10,4$), слабое – тяжелых ($\text{Tb}_N/\text{Yb}_N = 1,4$) и интенсивная отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,35$). Сходное распределение охарактеризовано ранее графически [Попов и др., 1993] (рис. 5.2).

Акцессорные минералы обнаруживают определенные вариации. Существенно увеличиваются с глубиной по мере удаления от эндоконтакта вглубь массива (см. табл. 5.2, по данным [Ляхович, 1976]) содержания сульфидов, флюорита и апатита, тогда как содержания магнетита, ильменита и монацита с ортитом – снижаются. Довольно однородные содержания характерны для сфена и циркона, а также для сравнительно редких граната, корунда. По-видимому, циркон и сфен отражают первоначально однородное распределение в магме соответствующих химических элементов. В сульфидном компоненте флюида железо переносится к центру плутона, отражением чего является количественное смещение кристаллизующихся фаз от магнетита и ильменита в сторону сульфидов железа, а накопление фторидного компонента флюида приводит к увеличению с глубиной содержания флюорита и апатита. Последний, очевидно, перехватывает значительную часть редкоземельных элементов, входивших в состав монацита и ортита, содержание которых соответственно снижается (см. табл. 5.2). Обогащение флюида сульфидным компонентом на заключительных

таблица 5.1 (окончание)

Средний минеральный состав гранитов			
Калишлат	Биотит	Мусковит	Кол-во проб
22,3±6,8	8,4±2,1	–	12
26,8±6,2	7,5±2,5	–	18
22,1±8,8	6,8±2,4	0,4	22
27,4±10,5	3,2±2,3	0,3	5***
23,5±8,7	6,7±1,9	0,7	32
31,5±8,4	4,4±2,0	1,9±1,1	11
26,3±6,3	8,2±2,0	–	37

Содержание акцессорных минералов в Тырынтаузском граните (в г/т)

Минерал	По обнаженной части массива, на абсолютных высотах 1500–2000 м. 23 пробы		По вертикальному разрезу, включая скважину, в интервале абсолютных высот 350–2300 м. 13 проб.	
	г/т	%	г/т	%
Пирит, лимонит, марказит	63,9	50,6	267,1	69,0
Пирротин	6,2	4,9	22,9	5,9
Арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит	11,6	9,2	60,3	15,6
Магнетит	10,3	8,2	6,7	1,7
Ильменит	34,2	27,1	30,0	7,8
Всего F-содержащих минералов	126,2	100,0	387,0	100,0
Сфен, лейкоксен	23,0		24,8	
Анастаз, рутил, брукит	5,7		10,7	
Циркон	182,4		181,6	
Монацит, ортит	86,1		56,7	
Флюорит	14,6		23,0	
Апатит	208,8		247,2	
Гранат	2,0		3,5	
Корунд	0,2		0,3	

стадиях становления плутона подтверждается и появлением вольфрамит-сульфидной минерализации, наложенной на секущие аплитовидные граниты [Носова и др., 1996]. Порфировые выделения санидина гомогенны в краевой части плутона, но с приближением к центральной части плутона обнаруживают интенсивное флюидное выщелачивание альбитового компонента [Witteickshen et al., 1996]. В том же направлении по мере удаления от контакта увеличиваются содержания H_2O в расплавах включений, что указывает на однородность массива и его кристаллизацию от периферии к центру, сопровождавшуюся соответствующим отжимом флюида [Рейф и др., 1990]. Рассмотренные выше флюктуации минерального состава, очевидно, также обусловлены отжимом флюида внутрь массива по мере кристаллизации первоначально однородной гранитной магмы.

Мелкозернистые включения («ксенолиты») округлой и лентовидной формы, от сантиметров до первых метров в поперечнике, имеют состав кварцевого сиенита, диорита, кварцевого диорита и тоналита и сложены теми же минералами, что и граниты главной фации, – кварцем, идиоморфным плагиоклазом (40% об.), калишлатом и биотитом, составляющим 14–24% об. Ксенолиты нередко располагаются полосами и содержат специфические акцессории: округлый («окатанный») зональный циркон и темный, предположительно метаморфогенный апатит [Ляхович, 1976]. По распределению редкоземельных элементов включения сходны с главной фацией гранита (кривая б, см. рис. 5.2), что указывает на их прямую связь. Такого типа включения скорее всего образуются при смешении двух разных магм [Verloop, 1983], например S-гранита и тоналита [Waight et al., 2001], и в данном случае, возможно, представляют результат взаимодействия с тоналитовой магмой («микрoгранодиоритовые включения» [Попов и др., 1993]).

В пределах массива распространены дайки аплитовидных гранитов мощностью до 1 м, близкие по составу к вмещающему граниту, тогда как пегматиты и кварцевые

Химический состав гранита Тырныауза, земной коры и рассчитанных рествитов

Оксиды, элементы, отношения	Гранит				
	Номера образцов			Среднее	
	1045	9366	15430	X	± 1σ
SiO ₂	71,99	69,35	74,16	71,81	1,02
TiO ₂	0,31	0,42	0,16	0,32	0,09
Al ₂ O ₃	14,75	15,53	13,33	14,81	0,72
Fe ₂ O ₃	0,57	0,40	0,48		
FeO	1,44	1,89	1,04	2,0***	0,24
MnO	0,049	0,061	0,046	0,05	0,01
MgO	0,80	1,33	1,06	1,25	0,23
CaO	1,79	2,31	0,35	1,62	0,70
Na ₂ O	3,79	3,96	3,75	3,82	1,50
K ₂ O	4,12	4,12	4,65	4,30	0,20
P ₂ O ₅	0,120	0,158	0,060	0,12	0,03
п. л. п.	0,34	0,53	0,72		
Сумма	100,07	100,06	99,81		
Ni	5,0	5,0	< 5,0	4,2	1,2
Co	5,1	5,0	3,4	4,5	0,8
Cr	15	13	5	11,0	4,3
V	22	28	5	18,3	9,7
Sc	6,1	7,6	4,8	6,2	1,1
Cu	20	26	10	18,7	6,6
Zn	45	75	56	58,7	12,4
Pb	58	43	58	53,0	7,1
Li	56	48	71	58,3	9,5
Rb	230	220	250	233	12,5
Cs	< 1	11	18	10	7
Sr	190	250	100	180	62
Ba	330	390	1000	573	302
Ga	18	18	16	17,3	0,9
Zr	170	230	100	167	53,1
Nb	15	13	14	14,0	0,8
Hf	5,1	5,8	3,8	4,9	0,8
Ta**	1,5	1,3	1,4	1,4	0,1
Y	26	25	22	24,3	1,7
La	31	37	26	31,3	4,5
Ce	73	70	62	68,3	4,6
Sm	6,1	5,9	5,6	5,9	0,2
Eu	0,71	0,77	0,37	0,62	0,18
Tb	0,63	0,49	0,53	0,55	0,16
Yb	2,0	1,7	1,5	1,1	0,2
Lu	0,33	0,27	0,23	0,28	0,04
Th	27	28	23	26,0	2,2
U	7,9	5,3	9,3	7,5	1,7
В	12	12	11	11,7	-
F	700	900	900	833	94
Fe ₃ /Fe _{tot}	0,26	0,16	0,23	0,22	0,05
K/Rb	149	155	154	153	2,6
Rb/Sr	1,21	0,88	2,50	1,53	0,70
Rb/Ba	0,70	0,56	0,25	0,50	0,19
Ga/Al	2,30	2,19	2,27	2,25	0,05

Обр. 1045, 9366 – биотитовый и 15430 – мусковитовый граниты главной порфириновой крупнозернистой фации.

Петрогенные компоненты в % мас. (в колонке 5 среднее из 5), элементы-примеси в г/т (в колонке 5 среднее из 3); прочерк – нет данных. * [Taylor, McLennan, 1985]. ** Содержания рассчитаны на основании отношения Nb/Ta = 10,3±2,3 (1σ, n=8), вычисленного по данным [Ляхович, 1976]. *** В колонках 5–11 показано FeO_{tot} = FeO + 0,9Fe₂O₃. **** Рассчитано по данным [Розен, 1994]

таблица 5.3 (окончание)

Земная кора		Рестит, остаток в % мас			Оксиды, элементы, отношения
Андезитовая модель	Нижняя кора	95	85	70	
58,0	54,4	57,27	55,56	52,03	SiO ₂
0,8	1,0	0,82	0,88	1,01	TiO ₂
18,0	16,1	18,17	18,36	19,37	Al ₂ O ₃
					Fe ₂ O ₃
7,5	10,6	7,79	8,47	9,86	FeO
0,14	0,22	0,14	0,16	0,18	MnO
3,5	6,3	3,63	3,91	4,51	MgO
7,5	8,5	7,81	8,54	10,02	CaO
3,5	2,8	3,48	3,44	3,36	Na ₂ O
1,5	0,28	1,35	1,00	0,30	K ₂ O
0,21****	0,23****	0,2	0,23	0,25	P ₂ O ₅
					п.п.п.
					Сумма
30	135	—	—	—	Ni
25	35	—	—	—	Co
55	23,5	—	—	—	Cr
175	285	—	—	—	V
30	36	—	—	—	Sc
60	90	—	—	—	Cu
—	83	—	—	—	Zn
10	4	—	—	—	Pb
10	11	—	—	—	Li
42	5,3	21,5	10,1	4,8	Rb
—	—	—	—	—	Cs
400	230	377	378	350	Sr
350	150	326	281	220	Ba
18	18	—	—	—	Ga
100	70	93	79	61	Zr
11	6	—	—	—	Nb
3,0	2,1	—	—	—	Hf
—	0,6	—	—	—	Ta**
22	19	20,8	18,4	15,0	Y
19	11	17,2	14,1	10,3	La
38	23	33,6	26,4	18,3	Ce
3,7	3,17	3,4	2,8	2,1	Sm
1,1	1,17	1,07	1,0	0,88	Eu
0,64	0,59	0,61	0,54	0,46	Tb
2,2	2,2	2,1	1,9	1,6	Yb
0,3	0,29	0,28	0,26	0,21	Lu
4,8	1,06	2,1	0,9	0,41	Th
1,25	0,28	—	—	—	U
8,3	—	—	—	—	B
—	—	—	—	—	F
					Fe ₂ /Fe _{tot}
					K/Rb
					Rb/Sr
					Rb/Ba
					Ga/Al

жили не обнаружены [Ляхович, 1976], что указывает на дефицит летучих во время кристаллизации, обусловленный, по-видимому, маловодным (магматогенным) источником расплава. Аплитовидные граниты относительно обеднены легкими землями,

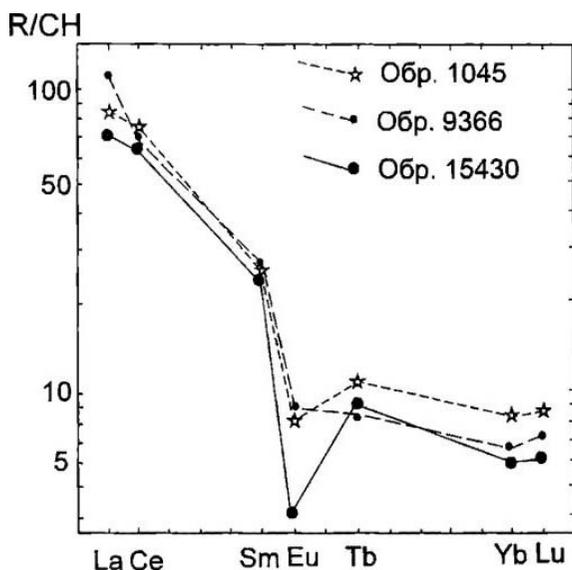


Рис. 5.1. Распределение нормированных по хондриту (R/CH) содержаний редкоземельных элементов в изученных образцах гранитов Тырныауза

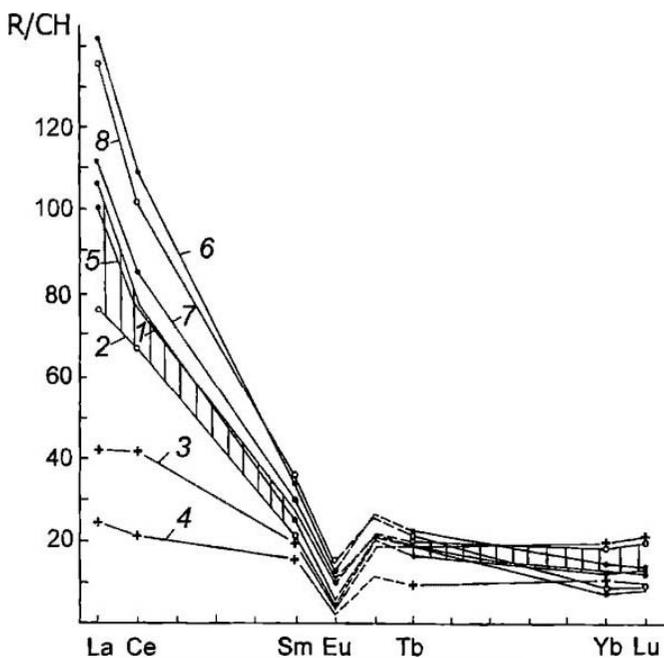


Рис. 5.2. Распределение нормированных по хондриту (R/CH) содержаний редкоземельных элементов в гранитоидах и ассоциированных породах гранитного массива Тырныауза

1 – биотитовый гранит; 2 – лейкократовый биотитовый гранит; 3, 4 – жилыные аплитовидные лейкограниты; 5 – мусковитсодержащий биотитовый гранит; 6 – микрогранодiorит из включений; 7 – риолит; 8 – риодацит. Вертикальная штриховка – поле составов главной порфиридной фазии

что, возможно, обусловлено перераспределением аксессуарных минералов в магматической камере на последних этапах кристаллизации (кривые 3, 4, см. рис. 5.2). Более поздняя генерация жильных пород – риолиты (дайки до 25 м мощности, и штоки), обнаруживают обогащение легкими землями, что указывает на прямую связь с исходной магмой (кривые 7, 8, см. рис. 5.2). Редкие жилы стекловатых андезитов и андезитобазальтов мощностью в первые метры нередко выходят за пределы интрузива и связаны, возможно, с фрагментарным плавлением на поздних этапах магмообразующего процесса основных пород рамы анатектического гранитного очага.

Крупнозернистые граниты главной фации датированы Rb-Sr методом в $1,982 \pm 0,008$ млн. лет [Журавлев, Негрей, 1993], что было подтверждено позднее, в пределах точности проведенных измерений, на жилах аплитов ($2,12 \pm 0,10$ млн. лет) [Костицын, Кременецкий, 1995], тогда как K-Ar значения в 1,35 млн. лет характеризуют тепловое поле постепенно остывавшего плутона [Hess et al., 1993]. Зоны милонитизации и дробления северо-восточного–юго-западного простирания до 10 м мощности вдоль северного и южного контакта массива [Ляхович, 1976], а также широтно ориентированные трещины и зеркала скольжения указывают на сжатие с юга на север, тогда как меридиональные – на растяжение [Тверитинова, 1995], что обусловлено продолжающимся (после затвердевания гранита) процессом коллизионного сжатия.

Об исходном гетерогенном субстрате гранита свидетельствует присутствие как мелко-призматической (магматогенной) генерации циркона, так и зональной его популяции, содержащей кристаллы апатита и флюидные включения, а также появление в приконтактных частях массива кианита и ставролита [Ляхович, 1976]. Пониженные содержания иттрия в цирконе, приближающиеся к содержаниям из цирконов мафитов (Y 747–1040 г/т) по сравнению со средними в гранитах (10773 г/т) [Ляхович, 1976] указывают на нижнекоровый уровень зарождения расплава и, возможно, на андезит-базальтовый субстрат. Цирконий-гафниевые отношения в цирконах на глубинах 0–1500 м по скважине остаются практически постоянными (в центральных частях кристаллов $ZrO_2/HfO_2=42-47$) [Ляхович и др., 1992], что свидетельствует о высокой однородности расплава по вертикали.

Гранитная магма, по-видимому, формировалась в результате парциального плавления корового субстрата, о чем свидетельствуют: 1 – присутствие ксенокристов плагиоклаза An52–43, который «не является ликвидусной фазой, а представляет реститовый материал» [Попов и др., 1993] и характеризуется отсутствием магматической зональности, тогда как преобладающие в породе плагиоклазы отличаются прямой зональностью и более высоким содержанием альбитового компонента; 2 – относительно высокие величины $^{87}Sr/^{86}Sr=0,707-0,709$ [Костицын, Кременецкий, 1995; Ляхович, Чернышев, 1990], свойственные скорее коровым источникам; 3 – утяжеленный изотопный состав кислорода $\delta^{18}O = +8,3-+10\%$, (до величин +11,7%, рассчитанных для равновесного водного флюида) [Ляхович, Устинов, 1995].

Гранит закристаллизовался, судя по изучению флюидных углекислотных включений, из маловодного, менее 1% воды, перегретого до $T=1000^\circ C$ расплава, поднявшегося с глубин порядка 30 км [Хитаров и др., 1980]. Кристаллизация проходила от периферии к центру, куда по мере охлаждения до $740^\circ C$ отжимался водный флюид [Рейф и др., 1990]. По изотопно-кислородным геотермометрам равновесие между главными минералами наступило при охлаждении до $T=800^\circ C$ [Ляхович, Устинов, 1995].

Коллизионные граниты Тырнауза в общей систематике гранитоидов

Для дальнейшей идентификации геодинамической позиции гранитов Тырнауза следует рассмотреть геохимические признаки коллизионных гранитоидов на фоне общей их геолого-тектонической систематики, имея в виду три главные группы процессов гранитообразования: 1. Процессы, связанные с эволюцией зон спрединга океанической коры и сопряженными зонами субдукции, где определяющая роль принадлежит фракционной кристаллизации и дифференциации основных магм. 2. Процессы, обусловленные надсубдукционным сжатием и утолщением континентальной коры при столкновении континентов или на континентальных окраинах, когда определяющим является парциальное плавление сиалической коры. 3. Процессы плавления коры как следствие поступления подкоровых расплавов в связи с подъемом горячих мантийных блоков.

Классификация гранитоидов [Богатиков и др., 1987], представляющая отчетливую петролого-минералогическую систематику, основанную на подробных сведениях о наблюдаемых гранитоидах и их ассоциациях, является необходимой основой понимания гранитного петрогенезиса. Однако для современной геодинамической интерпретации необходимы дополнительные данные. Общее представление о современных систематиках гранитоидов дает таблица 5.4. Предложенная Б. Барбаринем [Barbarin, 1999] схема дает вполне наглядное представление о наиболее распространенных типах гранитоидов и сопутствующих пород, их минералогии, особенностях происхождения и геодинамических обстановках формирования. Геохимические критерии, обычно используемые в качестве основополагающих для петрологических моделей формирования гранитоидов, почти не использованы. Минералогические критерии дают наглядное, но весьма упрощенное представление о типизации гранитоидов. В частности, присутствие кордиерита в качестве определяющего название для целой группы гранитоидов вызывает определенные сомнения, поскольку это довольно редкий и малоустойчивый минерал в гранитоидах; присутствие ильменита в отсутствие магнетита в двух группах гранитоидов также скорее служит целям наглядности. Например, в едином плутоне Тырнауза (см. табл. 5.1, 5.2) гранат- и мусковитсодержащие граниты (т.е. относящиеся к группе MPG или SPG, см. табл. 5.4) постоянно содержат ассоциацию ильменит+магнетит при количественном соотношении от 1:5 до 1:3, которое зависит от глубины. Детальное минералогическое геохимическое исследование гранитоидов в каледонидах и герцинидах Казахстана [Серых и др., 1976] показывает, что в 403 пробах из десятков разных плутонов лейкократовые пералюминиевые мусковитсодержащие биотитовые граниты (SiO_2 73,57–75,38%; CaO 1,19–0,81%; Na_2O 3,65–3,55%; K_2O 4,60–4,69%; индекс A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Ca}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, мол.)=1,04), относящиеся к группе KCG (см. табл. 5.4), практически постоянно содержат «запрещенные» в этой группе амфибол и пироксен, составляющие примесь до 100 г/т и более. Во всяком случае очевидно, что предлагаемые сравнительно отчетливые критерии на самом деле могут дать лишь представление о преобладающем составе типов пород, но не могут служить жесткими критериями их разграничений.

В приведенном по необходимости кратком обзоре (табл. 5.5) по многочисленным источникам представлены модельные геолого-тектонические идеи (преимущественно по [Pitcher, 1983; Pearce, 1996]), а также характерные ассоциации аксессуаров раз-

Сопоставление систематик гранитоидов, основанных на различных критериях, по [Barbarin, 1999]

А

Типы гранитоидов				Происхождение, состав	Геодинамическая обстановка	
Barbarin, 1999			Pearce et al., 1984**	Pitcher, 1983***	Barbarin, 1999	
Мусковитсодержащие пералюминиевые гранитоиды	MPG	S	COLG – коллизионные граниты, синтетектонические	Герцилийский тип	КОРОВОЕ Пералюминиевые гранитоиды	КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОЛЛИЗИЯ
Кордиеритсодержащие пералюминиевые гранитоиды	CPG	I	COLG – коллизионные граниты, посттектонические	Каледонский тип		
Обогащенные калием известково-щелочные гранитоиды (высоко-калиевые – низкокальциевые)	KCG			СМЕШАННОЕ, КОРО-МАНТИЙНОЕ Металюминиевые и известково-щелочные гранитоиды	АНДИЙСКИЙ ТИП	ПЕРЕХОДНЫЕ РЕЖИМЫ
Амфиболсодержащие известково-щелочные гранитоиды (низко-калиевые – высококальциевые)	ACG		VAG – граниты вулканических дуг			
Островодужные гранитоиды толентовой ассоциации	ATG	M	ORG – граниты срединно-океанических хребтов	Западно-Тихоокеанский тип	МАНТИЙНОЕ Толентовые, субщелочные и щелочные гранитоиды	ОКЕАНИЧЕСКИЙ СПРЕДИНГ ИЛИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТИНГ
Гранитоиды срединно-океанических хребтов толентовой ассоциации	RTG					
Субщелочные и щелочные гранитоиды	PAG	A	WPG – внутриплитные граниты	Нигерийский тип		

* – петрохимические критерии [Chappell, White, 1974; Whalen et al., 1987], ** – геохимические критерии: *** – тектонические критерии.

Б

Группы гранитоидов	Магматические ассоциации	
	Петрографические типы	Ассоциированные породы
MPG	лейкограниты (граниты)	нет
CPG	(лейкограниты) граниты, гранодиориты, (кварцевые диориты)	мигматиты
KCG	(лейкограниты) граниты, гранодиориты, кварцевые диориты	кислые лавы
ACG	(граниты) гранодиориты, тоналиты, габбро	андезиты, дациты
RTG	плагиограниты, трондjemиты, тоналиты, габбро	оливиновые толенты
PAG	щелочные граниты и сиециты, граниты, (габбро), (анортозиты)	щелчные лавы

В скобках показаны менее распространенные породы.

В

Группы гранитоидов	Содержания минералов														
	Bi	Mus	Cord	Amph	Px	Ap	Zrc	Mnz	Gar	Trn	All	Tit	Ilm	Mgt	Pl/An
MPG	x	xxx	o	o	o	xxx	x	x	xx	xxx	o	o	x	o	0-20
CPG	xxx	x	xx	o	o	xxx	xx	x	x	xx	x	o	x	o	15-40
KCG	xxx	x	o	o	o	xx	xxx	o	o	o	xx	xx	x	x	15-30
ACG	xx	o	o	xxx	xx	xx	xxx	o	o	o	xx	xxx	x	xx	20-50
RTG	x	o	o	xxx	xx	xx	xxx	o	o	o	x	x	x	xx	20-50
PAG	xx	x	o	xxx	xx	xx	xxx	o	x	o	xx	x	xx	xx	0-10

Обозначения названий минералов: Bi, Mus, Cord, Amph, Px, Ap, Zrc, Mnz, Gar, Trn, All, Tit, Ilm, Mgt, Pl(An) – соответственно, биотит, мусковит, кордирит, амфибол, пироксен (щелочные амфибол и пироксен в группе PAG), апатит, циркон, монацит, гранат, турмалин, ортит, титанит, ильменит, магнетит, доля анортита в плагиоклазе. Обозначения содержания минералов: o, x, xx, xxx, соответственно – отсутствует, редкий, обычный, обильный.

Вариации состава гранитоидов в зависимости от тектонической позиции

Признаки	Типы гранитоидов и обстановки формирования				
	M	Ia	Ib	S	A
	Океаническая	Орогенная		Коллизионная	Постколлизийная+рифтовая
1	2	3	4	5	6
Режим	Островолужный, типа Фиджи	Активных континентальных окраин, вулканические дуги Андийского типа	Посторогениого воздымания, Каледонский тип (Аппалачи)	Синколлизийный, сжатия (утолщения) коры, складчатые пояса, Герцинский тип	Постколлизийный, растяжение (утолщение) коры складчатых поясов; своды и рифты кратонов
Складчатость и метаморфизм	Открытые складки, метаморфизм погружения	Вертикальные движения, латеральное сокращение, метаморфизм погружения	Разломы по падению и простиранию, ретроградный метаморфизм	Интенсивное латеральное сокращение, метаморфизм низких давлений в зонах расслабления, ассоциированных с гранитоидами	Сводообразование и рифтинг
Ассоциации пород	Плагнограниты, габбро	Габбро, кварцевые диориты, тоналиты	Гранодиориты, граниты	Глиноземистые граниты	Щелочные граниты
Ассоциированная рудная минерализация	Си-Аи-порфировая минерализация	Си-, Мо-порфировая минерализация	Значительная минерализация редка	Sp- и W-гейзеловая и скарновая минерализация	Минерализация: колумбит, касситерит, флюорит
Гранитоидные серии	Плагногранит-габбро	Тоналит-габбро+диорит-монцогранит	Гранодиорит-гранит±роговообмаиковый диорит-габбро	Гранит-лейкоократовый монцогранит-биотитовые гранитоиды±автометасоматиты	Биотитовые граниты-щелочные граниты-сиениты
Ассоциированные вулканические породы	Островолужные вулканиды	Большие объемы андезитов и дацитов	Иногда базальт-андезитовые вулканические плато	Обычно вулканические эквиваленты отсутствуют, возможна ассоциация с кордиеритсодержащими лавами	Щелочные лавы кольцевых структур
Характерные минералы	Hb, Bi, Px, Mt	Hb, Bi, Mt, Sph	Bi±Hb, Ilm, Mt	Musc, Bi, Ilm, Mnz, Ga, Crd	Bi, и в щелочных разновидностях: alk-Amph, alk-Px
Ассоциации аксессуаров	-	-	Mt+Ilm>(Pyt>Chp>Prt)	Ilm+(Prt>Pyt>Chp)	-

Для типов Ia, Ib приведены геохимические характеристики обычных и лейкоократовых гранитоидов, соответственно, для подразделений S-гранитов показан интервал величин там, где они заметно отличаются (по данным [White et al., 1986]). Сокращения названий минералов: Hb, Bi, Px, Mt, Sph, Ilm, Musc, Mnz, Ga, Crd, alk-Amph, alk-Px, Pyt, Chp, Prt, nCor, nDi – роговая обманка, биотит, пироксен, магнетит, сфен, ильменит, мусковит, монацит, гранат, кордиерит, щелочные амфибол и пироксен, лирит, халькопирит, пирротин, нормативные (CIPW) корунд и диопсид, соответственно.

таблица 5.5 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Особенности распределения калишпата	Интерстиции и микрогранитные агрегаты	Интерстиции	Интерстиции и замещения	Часто мегакристы сложной эволюции	Пертиты
Включения	Основные породы	Диориты, частично результат дифференциации	Разнообразные, роговообманковые магматического облика обычные	Метаседиментогенные обычные	Когенетичные, основного состава
Особенности распределения SiO ₂	—	Широкий спектр составов от кислых до основных		Составы ограничены высокими содержаниями кремнезема	—
Al ₂ O ₃ /(CaO + Na ₂ O + K ₂ O) мол	<1,0	<1,05	≈1,0	1,05–1,25	Часто щелочные, обогащенные F
Fe ³⁺ /Fe _{tot}	0,43	0,22	0,29	0,15	0,41
nCor	—	—	<1%, + nDi	1–4%	—
K/Rb	598	187	177	151–137	229
Rb/Sr	0,06	0,61	1,36	1,81–3,42	3,52
Rb/Ba	0,07	0,28	0,38	0,46–0,71	0,48
Ga/Al	1,87	2,1	2,25	2,28–2,39	3,75
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (перв)	≤0,704	0,704–0,706	>0,705–<0,709	>0,708	0,703–0,712
δ ¹⁸ O	—	6–10‰ _{вв}		10–13‰ _{вв}	—
δ ³⁴ S	—	>+1, (+5)‰ _{вв}		<1, (-5)‰ _{вв}	—
Источники	Фракционная кристаллизация базальтов, анатексис пород океанической коры	Примитивный магматический материал раннего субдукционного события или фракционированный метабазальтовый или метаандезитовый источник в нижней коре		Метаседиментогенная призма пассивной окраины или более древний, глиноземистый пелитовый или кварц-полевошпатовый, коровый материал	Фракционная кристаллизация основных до средних магм сиенитового семейства (напр щелочных базальтов) или частичное плавление релита от предыдущего выплавления (например гранулита), который должен содержать ассоциацию Q+Kfsp+Pl в присутствии F, Cl при дефиците H ₂ O

личных типов гранитоидов [Whalen, Chappell, 1988], их нормативно-минеральные [Armands, Xefteris, 1987] и геохимические характеристики [Whalen et al., 1987], а также изотопные отношения [Фор, 1989]. В общепринятой геолого-петрологической систематике гранитоиды с подразделяются на группы: M, I, S, A [Whalen et al., 1987; Whalen, Chappell, 1988; White et al., 1986; Wu, 1984; Chappell, White, 1992; Chappell, 1999 и др.].

К группе M относятся так называемые «океанические плагиограниты», ассоциированные с офиолитами. Они непосредственно связаны с эволюцией океанической коры и образуются либо при фракционной кристаллизации базальтового расплава, возникшего при частичном плавлении мантийного субстрата [Coleman, Donato, 1979], либо при анатексисе базитов океанической коры [Flagler, Spray, 1991]. Они могут составлять до 10% объема офиолитового комплекса, сопровождаясь комагматическими риолитами, а их образование возможно как путем фракционной кристаллизации (70–85%, клинопироксен–полевой шпат±амфибол), так и при частичном плавлении (5–15%) материала габбрового источника, хотя только первый процесс может создать большинство наблюдаемых разновидностей этих плагиогранитов [Yaliniz et al., 1998].

Гранитоиды типа I и S были описаны довольно давно (обзор в [Chappell, White, 1992; Chappell, 1999 др.]) как выплавленные из магматического субстрата (I) и из седиментогенного (S). В состав этих групп включены все породы, где кварц в ассоциации с полевыми шпатами вместе составляют значительную часть, поэтому нижний предел по SiO₂ для типа I составляет 57%, и 63% – для типа S [Chappell, White, 1992]. Крайним членом семейства являются по существу кварцевые диориты в систематике [Богатиков и др., 1987], хотя усредненные составы несомненно отвечают гранитам (генеральные средние, табл. 5.6). Фундаментальным различием между типами является содержание нормативного корунда (0,6% в типе I и 2% в типе S), свидетельствующее о значительном пересыщении S-типа глиноземом, что предположительно связано с соответствующим составом пелитового источника. На фоне общего сходства составов (генеральные средние), S-граниты обнаруживают повышенные содержания Rb и пониженные – Ba, Sr, что авторы объясняют эффектами фракционирования полевых шпатов при кристаллизации расплава. Степень этого фракционирования авторы оценивают по содержаниям Rb, и полученные средние (см. табл. 5.6) в целом подтверждают влияние такого эффекта. Однако следует обратить внимание на то, что средние составы как фракционированных, так и не фракционированных гранитов не попадают в интервал генеральных средних. Сопоставление с гранитами типа A не обнаруживает существенных отличий от первых двух, за исключением их обогащения Zr, La, Ce, Zr. Авторы рассматривают эти и другие подобные вопросы достаточно подробно, но очевидно, что для целей систематики и сопоставлений с другими гранитоидами одних геохимических данных недостаточно, а при сопоставлении химических анализов средние оценки дают лишь общее представление, тогда как истинные различия могут быть выявлены лишь при анализе тенденций вариаций, т.е. трендов.

В сложившейся практике в группу I включаются граниты, образованные за счет магматического субстрата [Pearce et al., 1984; Vernon et al., 1983]. Граниты такого происхождения естественно попадают в две разных категории. I – тип Ia – гранитоиды, ассоциированные с габбро, диоритами, а также с вулканитами и образованные в

Гранитонды типов I и S: средние составы в генотипической местности (складчатый пояс Лаклан, Австралия [Chappell, White, 1992]), петрогенные элементы в % мас., элементы-примеси в г/т

Оксиды, элементы	Генеральные средние		Средние по степени фракционирования в зависимости от содержания Rb, г/т				тип A
	тип I	тип S	200-250		>300		
			-	+	-	+	
			тип I		тип S		
n	1074	704	131	64	160	119	43
SiO ₂	69.50	70.91	72.90	76.17	71.58	74.40	73.47
TiO ₂	0,41	0,44	0,30	0,10	0,42	0,16	0,30
Al ₂ O ₃	14,21	14,00	13,48	12,51	13,83	13,50	12,88
Fe ₂ O ₃	1,01	0,52	0,54	0,32	0,45	0,28	0,90
FeO	2,22	2,59	1,47	0,71	2,38	1,14	1,63
MnO	0,7	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	0,06
MgO	1,38	1,24	0,66	0,12	1,02	0,27	0,30
CaO	3,07	1,88	1,63	0,61	1,74	0,67	1,06
Na ₂ O	3,16	2,51	3,27	3,37	2,57	3,06	3,50
K ₂ O	3,48	4,09	4,42	4,92	4,33	4,84	4,62
P ₂ O ₅	0,11	0,15	0,09	0,02	0,14	0,18	0,07
Ba	519	440	488	99	512	150	547
Rb	164	245	219	424	221	475	188
Sr	235	112	147	31	114	43	96
Pb	19	27	29	35	28	25	27
Th	20	19	25	47	19	17	24
U	5	5	6	16	4	11	5
Zr	150	157	151	116	168	92	322
Nb	11	13	14	21	12	19	26
Y	32	32	38	75	34	28	71
La	31	27	35	35	28	16	55
Ce	66	61	74	79	63	37	130
Sc	13	11	8	6	10	5	11
V	57	49	25	3	41	7	9
Cr	20	30	10	<1	23	7	2
Co	10	10	6	3	9	4	3
Ni	8	11	5	<1	10	2	2
Cu	9	9	6	2	7	3	5
Zn	48	59	38	29	53	46	95
Ga	16	18	16	19	17	21	22
Sn	6	10	7	13	8	23	8
nCoг	nd	nd	0,57	0,58	2,09	2,44	0,36

Символы степени фракционирования: "-" не фракционированные, "+" фракционированные гранитонды. nCoг - содержание нормативного (CINW) корунда; nd - данные не приведены.

процессе кристаллизационной дифференциации островодужных базальтовых расплавов, выплавленных из пород мантийного клина в процессе субдукции [Rogers, Greenberg, 1990], когда геохимические особенности островодужных магм (Nb-минимум и т.п.) проявлены вполне отчетливо. Так, в юго-западной Японии надсубдукционные меловые граниты по петролого-минералогическим признакам относятся к I-типу, а на диагностических диаграммах Дж. Пирса попадают в поле составов вулканических дуг [Nakajima, 1996]. 2 – тип Ib – продукты переплавления при мобилизации осадочно-вулканогенного субстрата, частично наследующие его геохимические особенности, как например гранодиориты, выплавленные из граувакк аккреционной призмы [Barkcr et al., 1992]. Некоторые граниты типа I из генотипической местности

(складчатый пояс Лаклан, Австралия) возникли в результате внедрения мантийных магм в нижнюю кору, а выплавившиеся при этом граниты были контаминированы вулканогенно-осадочным материалом неопротерозоя–кембрия в средней коре [Collins, 1996].

Тип S гранитов предположительно возникает за счет плавления седиментогенных (вулканогенно-осадочных) пород [Whalen et al., 1987], для чего наиболее благоприятен процесс коллизионного утолщения коры. Эти граниты пересыщены Al, поскольку Na и K были удалены еще при образовании исходных пород вследствие выветривания [Chappell, 1999]. По мере фракционирования лейкократовые I-магмы приближаются к Al-насыщенным, а S-магмы становятся все более пералюминиевыми (Al-пересыщенными). В последних индекс A/CNK ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$, мол.), или индекс глиноземного насыщения (Aluminium Saturation Index, ASI), превышает 1,1 и содержание в них нормативного корунда достигает $nCor \approx 4\%$. Увеличивается содержание P ($P_2O_5 = 0,09-0,42\%$), тогда как в I-расплавах оно снижается ($P_2O_5 = <0,01-0,06\%$). При этом элементы, связанные с фосфатными минералами, обнаруживают контрастное распределение (в I-расплавах Th 28–79 г/т, Y 26–158 г/т, La 18–58 г/т, а в S-расплавах Th 3–25 г/т, Y 12–40 г/т, La 5–43 г/т) [Chappell, 1999]. Геохимические особенности S-гранитов широко варьируют в зависимости от источника и степени его плавления, кристаллизационной дифференциации, а также – от процессов контаминации. В частности, при образовании упомянутых выше гранитоидов происходил, возможно, процесс трехкомпонентного смешения источников: мантийного, нижнекорового и среднекорового [Collins, 1996]. В крайнем своем выражении – при минимальной степени плавления источника – S-граниты близки к расплаву-минимум (например коллизионные лейкограниты Гималаев [Crawford, Windley, 1990]). Изотопные аспекты парциального плавления континентальной коры и по следующей дифференциации расплава подробно рассмотрены [Коваленко и др., 1999]. На примере редкометалльных гранитов Центральной Азии показано, что при коровом анатексисе возникают лейкократовые гранитные расплавы ($SiO_2 \sim 70\%$; $Rb/Sr \sim 0,5$; $La_N/Lu_N \sim 14$; $Eu/Eu^* \sim 0,5$), подобные S-типу, а затем, при последующей фракционной кристаллизации формируются литий-фтористые граниты ($Rb/Sr > 10$; $La_N/Lu_N \sim 2$; $Eu/Eu^* \sim 0,05$).

Следует отметить, что дегидратация мусковита, биотита или роговой обманки имеет определяющее значение для появления расплавов определенного состава (табл. 5.7) [Whitney, 1988], а само возникновение этих дегидратируемых минералов непосредственно связано с валовым составом исходных пород (мусковиты и биотиты в метапелитах, роговые обманки в метабазитах). В рассматриваемом случае гранитов Тырнауза можно предполагать, что роговая обманка распадалась при гранулитовом метаморфизме до начала отделения гранитного расплава или что содержание H_2O было ниже нижнего предела 2–4% мас., необходимого для поддержания устойчивости роговой обманки при высокобарном метаморфизме [Gardien et al., 2000]. В целом очевидно, что границы между наиболее распространенными типами гранитоидов: тип I и тип S – недостаточно отчетливы, т.е. не удается установить резких классификационных границ.

Граниты типа A ассоциируются с когенетичными щелочными породами и мафитами и формируются, когда плавлению и контаминции подвергаются нижние горизонты коры при взаимодействии с магмами, поступившими из мантии [Bonin, 1990;

Характеристики гранитов, возникающих при аятектическом плавлении за счет гидроксилсодержащих фаз исходного субстрата

Характеристики	Гидроксилсодержащие фазы, вовлеченные в плавление		
	Мусковит	Биотит	Роговая обманка
Тип расплава по щелочно-глиноземистому отношению	Пералюминиевый	Пералюминиевый-металюминиевый	Металюминиевый-щелочной
K/Na отношение	Высокое, > 1	Промежуточное, ≈ 1 или около этого	Низкое, < 1
Начальная температура	650–750°C	750–850°C	> 900°C
$\delta^{18}\text{O}$	Высокое, ≈ 10	Варьирующее, около 10	Пониженное, 7–8
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	Высокое, > 0,710	Переменное, часто > 0,710	Низкое, 0,703–0,710
Акцессорные минералы	Эпидот, ортит, турмалин, топаз, силлиманит, андалузит, ильменит	Гранат, ортит, силлиманит, кордиерит, ильменит, пироксен	Пироксен, магнетит, сфен

Creaser et al., 1991; Eby, 1990], например, при отрыве мантийного слэба (по модели [Davies, Blankenburg, 1995; Хаин и др., 1996]. Рассматривается также модель фракционной кристаллизации базальтовой магмы [Turner et al., 1992]. Наиболее благоприятными являются рифтинг и предрифтинговые тектонические обстановки внутри кратонов.

Сопоставляя характеристики гранитов Тырнауза с данными по геодинамической систематике гранитоидов, приведенными в таблице 5.5, следует в первую очередь отметить соответствие в целом как типу I, так и типу S. Действительно, по набору геолого-тектонических признаков он хорошо соответствует типу S: является синколлизийным по наблюдаемому геологическому положению; ассоциируется с вольфрамовой скарновой минерализацией; не сопровождается широкими излияниями лав; содержит такие характерные минералы, как биотит, мусковит, ильменит, монацит, гранат, корунд и включения магматического облика. Калишпат образует мегакристы сложной эволюции; в составе акцессориев преобладает ассоциация сульфидов с ильменитом; химические составы ограничены высокими содержаниями кремнезема. Эти особенности показывают, что рассмотренный гранит не является продуктом фракционной кристаллизации основных магм. Однако на основании экспериментального моделирования была показана возможность образования расплавов такого химического состава в качестве остаточной жидкости при фракционной кристаллизации дифференцированной серии бонинит–ортопироксеновый андезит–гранит [Рябчиков, 1987; Рябчиков и др., 1985]. Вытекающая из этих экспериментов принадлежность рассмотренного гранита к типу M или Ia представляется маловероятной по всем перечисленным выше параметрам и во всяком случае требует дополнительного обоснования другими, независимыми методами.

Если же обратиться к геохимическим особенностям (см. табл. 5.3), то оказывается, что исследованный гранит несет черты Ib-типа, частично переходные к S-типу.

Так, отношение алюминия к сумме щелочных металлов и кальция составляет 1,05, степень окисления железа – 0,22, содержание нормативного корунда в ассоциации с диопсидом – 0,5%, отношение $K/Rb=153$, $Rb/Sr=0,88-2,50$, $Rb/Ba=0,25-0,70$, $Ga/Al=2,19-2,30$. Изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr=0,707-0,709$ и $\delta^{18}O=+8,3-10\%$ соответствуют скорее характеристикам Ib-типа. Вместе с тем другие типы гранитов (M, Ia, A) по большинству этих признаков могут быть уверенно исключены из сопоставлений. Таким образом, рассмотрение признаков гранита Тырнауза на фоне современной петролого-геотектонической систематики гранитоидов показывает, что это скорее всего коллизионный гранит, выплавлявшийся не из седиментогенного, а из магматогенного субстрата.

При сопоставлении распределения редкоземельных элементов в гранитах Тырнауза с другими геодинамическими типами гранитоидов оказывается, что они наилучшим образом соответствуют коллизионным лейкогранитам олигоцена Гималаев (рис. 5.3). Проводя далее такое сопоставление, необходимо отметить, что при формировании гранитоидов за счет фракционной кристаллизации базальтовой магмы или при частичном плавлении мафитов в условиях коры обогащение легкими землями успешно достигается в количествах, присущих изученному граниту, в ряде случаев возникает европиевый минимум предположительно за счет фиксации этого элемента в ранее закристаллизованном плагиоклазе. Однако очевидно (см. рис. 5.3), что образованные таким путем гранитоиды содержат значительно больше тяжелых земель, поскольку для их удержания в мафитовых фракциях нет соответствующего минерала-концентратора. С другой стороны, при парциальном плавлении мафитов в условиях повышенных давлений (в зонах субдукции), когда в качестве рестита выступает эклогит или гранатовый амфиболит, гранат задерживает в рестите слишком много тяжелых земель и их возможное содержание оказывается в несколько раз ниже, чем в изученном граните.

При сопоставлении с составом «океанического гранита», теоретическим продуктом фракционной кристаллизации базальта срединно-океанических хребтов (MORB) [Pearce et al., 1984] (рис. 5.4), оказывается, что образованная таким путем тоналит-грандземит-гранодиоритовая ассоциация показывает хорошее приближение к ожидаемому составу такого «океанического гранита». С другой стороны, гранитоидная ассоциация предположительно островодужного типа обогащена литофильными элементами (K, Rb, Ba, Th), поступающими из субдуцируемой плиты, тогда как Nb и Ta образуют характерный минимум, объясняемый обычно как следствие задержки этих элементов в тугоплавких минералах рестита, таких, как рутил, сфен и т.п. (субдукционный тип распределения) [Sun, McDonough, 1989].

Фигуративные точки изученного гранита полностью попадают в поле коллизионных гранитоидов как по относительным концентрациям элементов, так и по общей направленности их тренда. Максимумы по K, Rb, Ba, Th указывают скорее на синколлизийную природу расплава. Остальные точки находятся большей частью в верхней части перекрывающихся полей различных коллизионных гранитоидов (интервал Ta-Sm на диаграмме, см. рис. 5.4), что, вероятно, обусловлено магматогенным (тоналитового или андезитового типа) составом источника при сравнительно высокой степени плавления (повышенной температуре). В целом рассмотренные особенности распределения элементов-примесей определенно указывают на коллизионную геодинамическую природу гранита Тырнауза. Незначительные объемы вулканогенных

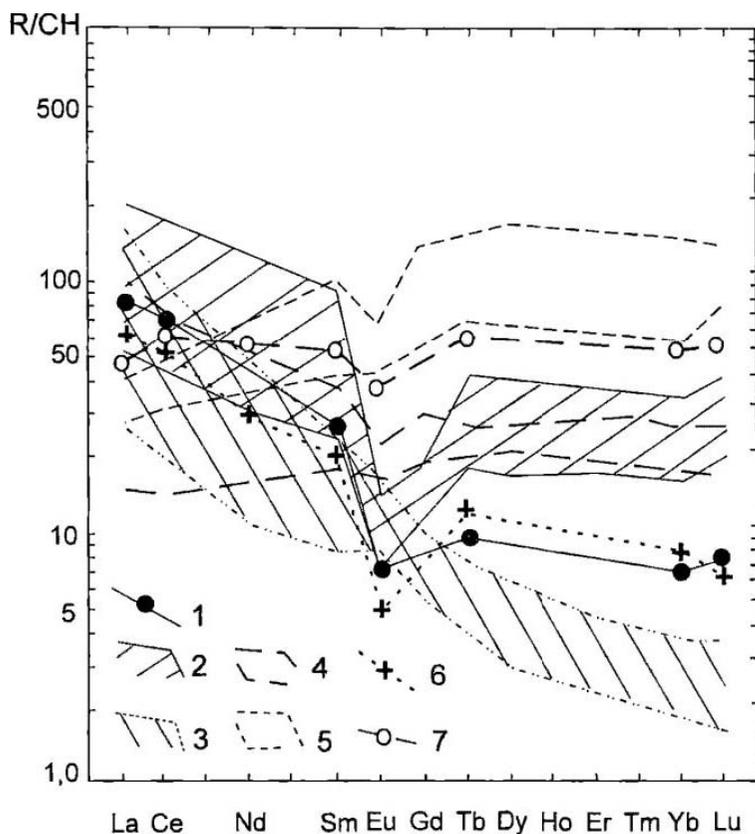


Рис. 5.3. Сопоставление нормированных по хондриту (R/CH) содержаний редкоземельных элементов в изученных образцах гранитов и гранитоидах различных типов

1 – гранит Тырныуза, среднее; 2–7: – гранитоиды и ассоциированные кислые вулканиты, сформированные при фракционной кристаллизации и частичном плавлении различных источников. 2, 3 – плавление базальтового источника: 2 – при коровых РТ-параметрах [Barker et al., 1976; Condie, 1978 и др.], 3 – при повышенных давлениях [Barker et al., 1976, 1986]; 4, 5 – фракционирование базальтового расплава: 4 – при кристаллизации базальтового источника [Ewart, Hawkesworth, 1987; Mann, 1983 и др.], 5 – при кристаллизации базальтового источника в ассоциации с офиолитами [Coleman, Donato, 1979]; 6 – анатексис метапелитов в условиях континентальной коллизии (лейкогранит, Гималаи [Harris et al., 1986; Crawford, Windley, 1990]); 7 – кристаллизация базальтового источника в ассоциации с офиолитами Таймыра (трондэмит [Верниковский и др., 1996])

дацитов, андезитов и трахибазальтов во фронтальной части Скифской плиты (вулканы Эльбрус и Казбек) появляются после формирования гранитоидных комплексов и, возможно, связаны с подкоровыми процессами – отрывом слэба океанической коры или деляминацией литосферы, и хотя относительную роль таких литосферных процессов еще предстоит установить, на формирование изученных гранитов они, очевидно, не оказывали заметного влияния.

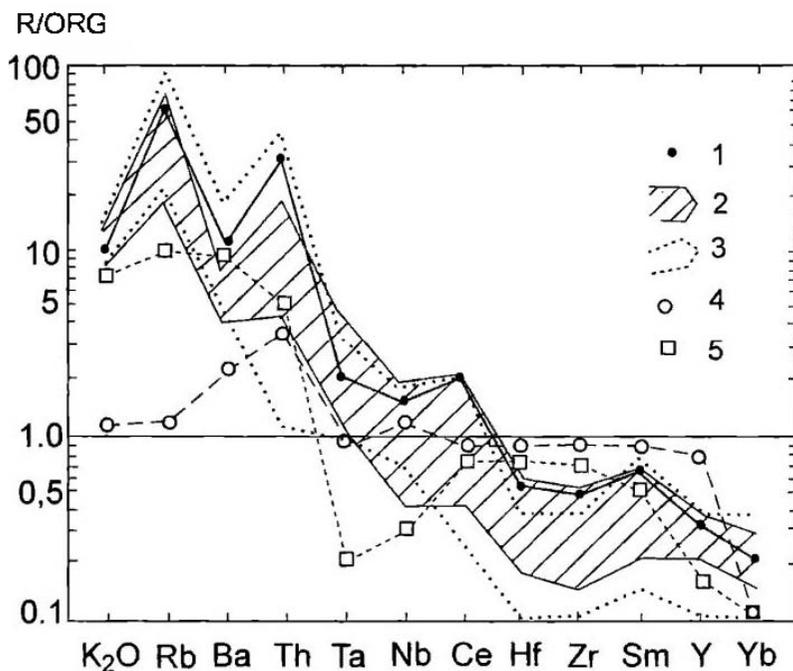


Рис. 5.4. Распределение содержаний элементов в граните Тырныауза и других гранитах [Pearce et al., 1984]

Нормировано по океаническому граниту, R/ORG. 1 – гранит Тырныауза, среднее; 2–3 – коллизионный тип распределения [Harris et al., 1986; Pearce et al., 1984]; 2 – пост- и позднеколлизионные граниты, 3 – синколлизионные граниты; 4–5 – субдукционный тип распределения [Feng, Kerrich, 1992]; 4 – тоналит-трондjemит-гранодиоритовая ассоциация, дифференциация базальтовой магмы, выплавленной из деплетированного мантийного источника (офиолитовая ассоциация), 5 – синтектоническая ассоциация тоналит-гранодиорит-гранит-кварцевый монзонит, образованная путем парциального плавления гранатового амфиболита и/или кварцевого эклогита из субдуцируемой плиты (островодужная ассоциация)

5.2. Модели выплавления

Геохимическая модель выплавления

Геохимическое моделирование осуществлялось на основе вычисления валовых (комбинированных) коэффициентов распределения элементов-примесей для каждого конкретного элемента в системе минерал-расплав по формулам [Arth, 1976]: $C_L = C_0 / (D_0 + F \cdot [1 - D_0])$ и $C_R = (C_0 - F \cdot C_L) / (1 - F)$, где C_L – концентрация элемента в выплавке, C_0 – концентрация в исходной породе, F – степень плавления, C_R – концентрация элемента в рестите, D_0 – валовый (комбинированный) коэффициент распределения в исходной породе по отношению к расплаву. Последний коэффициент представляет собой средневзвешенную по содержаниям минералов величину: $D_0 = X\alpha \cdot K\alpha + X\beta \cdot K\beta + \dots$, где X – весовые содержания минералов α , β , и т.д., соответственно, а K

– соответствующие коэффициенты распределения в системе минерал–расплав (табл. 5.8). Существующие более сложные системы таких расчетов, учитывающие неравновесное плавление и др., дают принципиально те же результаты для случая выплавления коллизионных гранитов [Harris, Inger, 1992]. Для петрогенных элементов принят единичный коэффициент распределения, при котором содержания в системе субстрат–выплавка–рестит определялись задаваемой наперед степенью плавления, поскольку в качестве выплавки рассматривается наблюдаемый состав Тырныузского гранита (см. табл. 5.3).

В качестве источника принят состав островодужной коры Закавказской плиты (см. выше), модельным выражением которого может служить средний состав андезитовой коры, характеризующий новообразованную однородную кору островных дуг [Taylor, McLellan, 1985] (см. табл. 5.3). Согласно приведенным выше геолого-петрологическим данным принято, что этот андезитовый источник в процессе коллизии погрузился в нижние горизонты коры, подвергся глубокому метаморфизму и из него выплавился рассматриваемый гранит в РТ-параметрах гранулитовой фации $T \approx 1000^\circ\text{C}$, $P \approx 8$ кбар). Минеральный состав таких гранулитовых комплексов достаточно подробно изучен (например [Розен, 1994] и др.) и обычно представлен минеральной ассоциацией ортопироксен–клинопироксен–плаггиоклаз–калишпат–кварц–гранат–магнетит. В соответствии с ним был рассчитан вероятный минеральный состав источника, подвергшегося парциальному плавлению.

При расчете использованы невысокие степени плавления: 5, 15 и 30%, которые можно признать вполне реальными для выплавления лейкократовых гранитов из андезитового субстрата. В результате расчетов оказывается, что распределение редкоземельных элементов, рассчитанное для отделяющегося гранитного расплава, достаточно точно соответствует таковому в изученном граните при степени плавления источника 15% (рис. 5.5). Это соответствие отчетливо проявляется при сравнении характерных отношений редкоземельных элементов (табл. 5.9), когда при сходных валовых содержаниях элементов в модельном расплаве и граните выявляется интенсивное фракционирование легких земель при незначительном – тяжелых и образование глубокого европиевого минимума в рассчитанном составе гранитной выплавки.

Остающийся после удаления расплава рестит в целом удовлетворительно соответствует валовому составу нижней коры континентов (см. табл. 5.3). Характерные отношения содержаний редкоземельных элементов иллюстрируют эти совпадения (см. табл. 5.9). Достаточно хорошее приближение рестита к составу нижней коры достигается для SiO_2 , K_2O , Rb, Zr, REE, Th – вследствие выноса в расплаве, а для TiO_2 , FeO_{10} , CaO, P_2O_5 – в результате накопления в остатке (см. табл. 5.3). Ожидаемая тенденция к выносу из субстрата выявлена также для Na_2O , Sr, а к накоплению в рестите – для MgO. Тенденции, противоположные ожидаемым, проявляют два компонента: Al_2O_3 и Eu. Для последнего возможным объяснением может служить, в частности, недостаточная точность определения коэффициентов распределения, а что касается глинозема, то при принятом единичном коэффициенте распределения полученное отклонение имеет скорее арифметический, а не генетический смысл. Расхождения по глинозему, как и по другим элементам, возможно, связаны: с изменением состава минералов в процессе плавления и с инконгруэнтным плавлением, сопровождавшимся исчезновением реликтовых фаз (что существенно усложняет расчет, но не меняет результат по существу, обзор см. в [Harris, Inger, 1992]) или с проявлениям метасома-

Кoeffициенты распределения и рассчитанные содержания элементов в расплавах и рестилах

Минералы и коэффициенты распределения	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Y	Zr*	Rb	Sr	Ba	Th**
	Кoeffициенты распределения												
Pl	0,40*	0,27	0,13	2,15	0,09	0,049	0,046	0,55*	0,1	0,041	4,4	0,308	0,05
Kfs	—	0,044	0,018	1,13	0,008	0,012	0,006	—	—	0,34	3,87	6,12	0,09
Срх	0,70*	0,50	1,67	1,56	1,89	1,58	1,54	0,03*	0,35	0,032	0,56	0,131	—
Орх	0,01**	0,15	0,27	0,17	0,40	0,86	0,90	0,03*	0,10	0,0027***	0,0085	0,0029	—
Ga	0,05	0,35	2,66	1,50	28,6	39,9	29,6	16,0	0,50	0,0034****	0,015	0,017	—
Ap	45***	3,47	62,8	30,44	53,5	23,9	20,2	50***	—	—	—	—	—
Zrc	—	2,64	3,14	3,14	28,8	270	323	—	3800	—	—	—	—
Mgt	0,22	0,26	0,35	0,26	0,30	0,18	0,18	—	—	—	—	—	—
D _o	0,51	1,40	0,59	1,68	1,07	1,22	1,01	0,90	0,67	0,056	2,99	0,73	0,04
Содержания элементов в расплавах и рестилах													
степень плавления 5 %													
C _L	35,5	86,4	6,1	0,67	0,60	1,8	0,30	24,0	146	406	138	471	54
C _R	17,2	33,6	3,4	1,07	0,61	2,1	0,28	20,8	93	21,6	377	326	0,1
степень плавления 15 %													
C _L	32,6	77,6	5,7	0,7	0,60	1,85	0,30	23,8	139	213	149	454	26,1
C _R	14,1	26,4	2,8	1,0	0,54	1,9	0,26	18,4	79	10,1	378	281	0,9
степень плавления 30 %													
C _L	28,9	65,5	5,2	0,74	0,61	1,9	0,30	23,5	130	123	167	432	14,6
C _R	10,3	18,3	2,1	0,88	0,46	1,6	0,21	15,0	61	4,8	350	220	0,41

D_o – валовый коэффициент распределения (средневзвешенное для породы в целом), C_L, C_D – содержания в выплавке и рестите, соответственно. Сокращения названий минералов: Pl – плагиоклаз, калишлат, клинопироксен, ортопироксен, гранат, алатит, циркон, магнетит – соответственно. Коэффициенты распределения приняты по [Arth, 1976; Arth, Hanson, 1975], остальные приняты по другим источникам: * [Martin, 1987], ** [Sawer, 1987], *** [Nash, 1984], **** [Condie, Shadel, 1984]. Прочерк – нет данных.

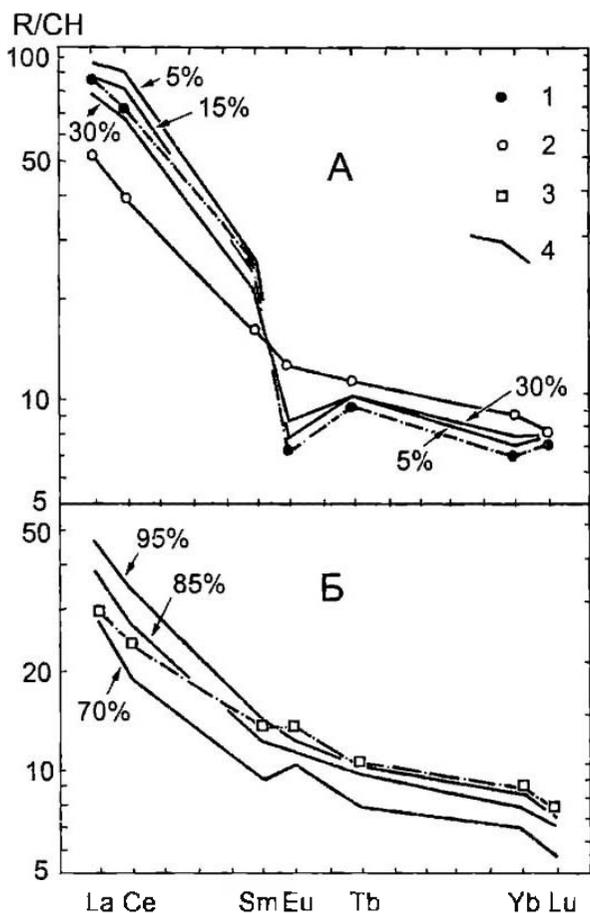


Рис. 5.5. Содержания редкоземельных элементов в гранитах Тырныауза, модельных составах земной коры, расчетных выплавках и рестилах

Нормировано по хондриту (R/CH) *А* – состав гранита, исходного субстрата и расчетных расплавов, цифры в процентах означают степень плавления; *Б* – состав рестилов, цифры в процентах означают долю остатка после удаления расплава; 1 – гранит Тырныауза, среднее; 2 – предполагаемый исходный субстрат (по андезитовой модели коры [Taylor, McLennan, 1985]); 3 – ожидаемый рестит (нижняя кора [Taylor, McLennan, 1985]); 4 – расчетные выплавки и рестины

тоза. Для петрогенных элементов можно ожидать лучшее соответствие, если использовать при расчете поминеральные коэффициенты распределения. Следует также принять во внимание, что в расчете принята чрезвычайно высокая степень генерализации исходных данных (средние составы земной коры), с одной стороны, а с другой – локальный пример состава конкретного гранита. Однако усовершенствование системы расчета или использование реальных (наблюдаемых в обнажениях) составов субстрата и рестила вместо использованных средних не повлияет принципиально на конечный результат, полученный в приведенных расчетах.

Сопоставление характерных отношений редкоземельных элементов в граните Тырныауза, вероятном исходном субстрате (андезитовая модель коры) и рестите (нижняя кора)

Содоставляемые компоненты	C_{Sm}/Y_{bN}	T_{bN}/Y_{bN}	E_{uN}/E_{uN}
Предполагаемый источник: андезитовая кора [Taylor, McLennan, 1985]	4	1,2	0,88
Расчетные выплавки, при степени плавления: 5%	12,6	1,4	0,36
то же, 15%	10,8	1,4	0,40
то же, 30%	8,9	1,4	0,46
Наблюдаемый выплавленный гранит: гранит Тырныауза	10,4	1,4	0,35
Расчетный рестит, остаток 95%	4,1	1,2	0,92
то же, 85%	3,6	1,2	1,00
то же, 70%	2,9	1,2	1,14
Ожидаемый рестит: нижняя кора [Taylor, McLennan, 1985]	2,7	1,1	1,07

Рассчитанный по петрохимическим данным минеральный состав рестита обнаруживает минеральные изменения, связанные с парциальным плавлением, удалением гранитного материала и соответствующим (комплементарным) повышением основности исходных гранулитов. В этом процессе состав пород менялся от исходного гранат-содержащего ортопироксен-клинопироксенового плагиогнейса (см. выше) до гранат-клинопироксен-ортопироксенового кристаллосланца (7–17% граната, 3–0,2% кварца, 56–52% SiO_2). При этом снижается железистость цветных минералов: ортопироксена – от исходного значения 0,53 до 0,45 (при 30-процентном плавлении), клинопироксена – 0,42–0,40; граната – 0,69–0,67, а их магниальность соответственно возрастает (табл. 5.10).

Таблица 5.10

Минеральный состав исходного субстрата (андезитовая модель коры), рассчитанный для условий гранулитовой фации метаморфизма, и рестита, оставшегося после удаления гранитного расплава

Минерал	Исходный субстрат		Рестит, процент остатка после удаления гранитного расплава			
			85%		70%	
	% мас.		% мас.		% мас.	
Плагиоклаз	59,6	0,50	59,5	0,50	56,6	0,50
Калишпат	8,8		6,1		2,6	
Гранат	2,0	0,69	7,3	0,69	17,3	0,67
Клинопироксен	5,5	0,42	8,4	0,42	15,0	0,40
Ортопироксен	16,8	0,53	14,1	0,52	7,0	0,45
Кварц	6,1		3,5		0,2	
Магнетит	0,7		0,7		0,7	
Апатит	0,5		0,5		0,6	
Циркон	0,015		0,014		0,009	

* Молекулярная доля анортита (в плагиоклазе) или железистость, ат. кол. (в цветных минералах).

Тепловая модель выплавления

Приведенные данные показывают высокую вероятность частичного плавления нижней коры и появления гранитов в условиях современной коллизии на Кавказе. Основной причиной появления гранитоидов в коллизионной тектонической ситуации является разогрев вследствие термальной релаксации в утолщенной коре, перегретой по отношению к нормальному температурному градиенту. Обычно рассматриваются три тепловых источника, которые могут вызвать повышение температуры в коллизионной обстановке надвигообразования: 1 – поступление тепла из поднадвиговой плиты, 2 – радиогенная теплогенерация как в нижней, так и в надвиговой плите и 3 – разогрев под воздействием трения при перемещении по надвигу. Модели отрыва субдукционного слэба и деляминации нижней коры совместно с прилегающей литосферной мантией (см. выше) также предусматривают интенсивный прогрев, но при этом появляются разнообразные специфические магмы, отсутствующие в данной ситуации, поэтому в рассмотрении этих моделей здесь нет необходимости.

Системный расчет теоретической модели собственно коллизионного разогрева проведен ранее [England, Thompson, 1984] с учетом большинства влияющих факторов, к числу которых относятся: радиогенная теплогенерация, мантийный тепловой поток, теплопроводность толщ, длительность последующей эрозии коллизионного горного сооружения и некоторые другие. В качестве исходных (до начала коллизии) приняты весьма умеренные параметры. За исходную принята средняя геотерма древних щитов (температура на дневной поверхности 0°C, а у основания 580°C) при мощности коры 35 км, что соответствует минимальным оценкам. В результате компьютерного моделирования показано [England, Thompson, 1984], что при удвоении коры (до 70 км мощности) результаты практически не зависят от типа расчетной модели и оказываются примерно одинаковыми как для модели надвигания отдельных пластин, так и для модели вязкого утолщения коры (развиваемой, например, в [Хайн, Лобковский, 1990]).

Петролого-тектоническим условиям выплавления гранита Тырнауза удовлетворительно соответствует расчетная кривая температурной эволюции на глубине

Таблица 3.11

Температурная эволюция земной коры в коллизионной ситуации

Время t, млн. лет	Глубина Z, км	Давление P, кбар	Температура (Т°С) в зависимости от принятого коэффициента теплопроводности, К	
			К = 1,5	К = 2,25
			0	40
10	40	11,0	800	590
20	40	11,0	920	680
30	35	9,6	1000	730
40	32	8,9	1030	780

Температура рассчитана для начальной глубины 40 км в утолщенной при коллизии коре с последующим уменьшением глубины до 32 км вследствие подъема и эрозии (по данным [England, Thompson, 1984]) Обозначения: t – время, прошедшее после утолщения (удвоения) коры при коллизии; Z – глубина; P – давление, рассчитанное для средней плотности коры 2,8 г·см⁻³; К – коэффициент теплопроводности, Вт·м⁻¹·К⁻¹.

40 км сразу после коллизии с последующим подъемом этого уровня до 32 км вследствие эрозии верхней, надвинутой плиты [England, Thompson, 1984]. Принятая авторами величина теплового потока на поверхности составляет $75 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-1}$ (в том числе мантийная составляющая $40 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-1}$, коровая $35 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-1}$). Это довольно высокая величина, свойственная областям активного тектогенеза, но в районах интенсивного гранитообразования она должна быть существенно выше, и для Северного Кавказа она действительно оказывается минимальной из измеренных, $71\text{--}193 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-1}$ [Краснопецева, 1996], что обуславливает высокую вероятность предполагаемого выплавления анатектических гранитных магм. Принятый интервал коэффициента теплопроводности $K=1,5\text{--}2,25 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$ достаточно близок вероятным значениям, поскольку, например, средняя величина теплопроводности коры Гималаев оценивается в $K=2,09 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$ [Molnar et al., 1983]. Результаты расчета температурной эволюции для ситуации, существовавшей в рассматриваемом регионе 2,0 млн. лет назад, можно представить в виде, показанном в таблице 5.11 [England, Thompson, 1984]. Приведенные расчетные данные показывают вероятные тренды РТ-эволюции для исходной глубины 40 км внутри коллизионной призмы. Через 20–30 млн. лет после коллизионного утолщения коры на глубинах 30–40 км расчетные температуры составляют $700\text{--}1000^\circ\text{C}$, при давлениях 9–11 кбар. Сходство этих расчетных результатов и условий формирования рассматриваемого гранита очевидно, поскольку континентальная коллизия произошла в позднем олигоцене, т.е. примерно 25 млн. лет назад, гранитный расплав выплавился 2,0 млн. лет назад, т.е. спустя 23 млн. лет, выплавление происходило на глубине примерно 30 км при температурах около 1000°C . Очевидно, что предложенная коллизионная модель парциального плавления нижней коры и выплавления рассмотренного гранита соответствует модельным расчетам [England, Thompson, 1984] и представляется вполне реалистичной.

5.3. Петрологический профиль коллизионной призмы

Три уровня глубинности гранитного процесса

Модель гранитного процесса в рассмотренной ситуации обсуждается ниже на основании геолого-геофизического профиля (см. рис. 2.3). При составлении этого профиля использованы многочисленные литературные данные [Гаретовская и др., 1986; Дотдугев, 1986, 1989; Милановский и др., 1989 и мн. др.], которые позволяют представить геологическое строение разреза коры с достаточной полнотой. При активизации сжатия в середине олигоцена началось утолщение коры за счет пододвигания Закавказской плиты, разогрев и расслоение на пластины, разделенные пологими поверхностями скольжения. По-видимому, выплавление происходило вдоль этих поверхностей. Здесь выплавлению могло способствовать локальное падение давления и/или проникновение незначительных количеств водного флюида, возможно, поступавшего из верхних горизонтов литосферы или из флюидонасыщенных разломных зон вдоль зон нарушения сплошности пород, как предполагается в последнее время [Yardley et al., 1999].

Анализ петрологических данных, приведенных выше, и геодинамической ситуации (см. рис. 2.2, 2.3) позволяет сформулировать следующие предположения. Рассе-

янная гранитная жидкость возникала в условиях анатексиса гранулитов нижней коры, в которых, возможно, сохранялись лишь реликтовые мигматиты. При этом вязкость (прочность) среды скачкообразно снижалась. В условиях латеральных коллизионных напряжений это усиливало субгоризонтальные перемещения по зонам разрыва сплошности и скольжения в нижней коре. Одновременно формировались субвертикальные трещины отрыва, которые служили каналами подъема гранитного расплава. Подъем происходил практически мгновенно как процесс выжимания гранитной жидкости вверх вследствие ее высокой положительной плавучести, поскольку разница плотностей гранита и гранулита достаточно велика (соответственно, $2,6 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ и $2,8 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ в условиях земной поверхности). Такое объяснение вытекает из анализа современных данных по внутрикоровому гранитообразованию.

Существующие модели отделения и накопления гранитного расплава основаны на соотношении мигматитов и гранитоидов, определяющемся миграцией расплава низкой плотности и вязкости, движущегося по градиенту давлений, определяемому взаимодействием регионального гравитационного поля и локального поля деформаций. Предложены разные механизмы миграции, которые включают 1 – просачивание через пористое пространство; 2 – образование жил и даек в трещиноватых породах; 3 – диапиризм в связи с гравитационной нестабильностью и подъем магмы с низкой плотностью, приспосабливающиеся к продолжающимся деформациям окружающих пород (обзор в [Vanderhaeghe, 1999]). Исследование тектонических обстановок показывает, что все три механизма действуют в значительной мере совместно, а преобладание того или иного определяется в целом стилем тектонических деформаций, т.е. геодинамикой, а в частных случаях – уровнем эрозионного среза, на котором осуществляются наблюдения. На примере метаморфического ядра в Канадских Кордильерах показано, что во время регионального метаморфизма, просачивающийся автохтонный гранитный расплав в мигматитах продвигается вверх по системе трещин, образуя систему жил в преимущественно твердых окружающих породах, и скапливается под холодной покрывкой деколлемента в виде лакхолитовых плутонов, сложенных лейкогранитами [Vanderhaeghe, 1999]. Подъем гранитной магмы из анатектического корового источника по жилам и дайкам до верхних уровней коры, где расплав объединяется в батолит, описан, например, в Аппалачах [Brown, Solar, 1999]. Оценка продолжительности процесса – от возникновения термальной аномалии в источнике и до заполнения батолита из подводящих даек – находится интервале 100–10000 лет [Clemens, Mawer, 1992].

Возможность отделения жидкости от релитовых твердых фаз при парциальном плавлении и скорость ее подъема определяются динамической вязкостью расплава, обширные экспериментальные исследования которой были проведены в последнее время (обзор в [Clemens, Petford, 1999]). Многочисленные определения для природных образцов тоналита, $63\% \text{ SiO}_2$, и лейкогранита, $75\% \text{ SiO}_2$, проводились при температуре 950°C и содержании H_2O 1–5% мас. для тоналита и 750°C , H_2O 4–8% мас. для лейкогранита при давлении 8 кбар, что соответствует глубине около 30 км. Они показали сходные значения вязкости как для тоналита – $\lg \eta(\text{П}\cdot\text{с})=2,19\text{--}6,55$, так и для лейкогранита – $4,29\text{--}5,68$ [Clemens, Petford, 1999]. В первом приближении справедливо заключение, что вязкость гранитной магмы близка к значению $\lg \eta(\text{П}\cdot\text{с})=4,5$ независимо от температуры и глубины внедрения [Scaillet et al., 1998]. Поэтому отделение расплава и его подъем, например по трещинам, должны происходить примерно

с одинаковой скоростью. Скорость подъема определяется вязкостью, составляя в среднем для тоналита $7 \cdot 10^{-2}$ м·сек⁻¹ и $6 \cdot 10^{-3}$ м·сек⁻¹ для лейкогранита, а вариации в каждом случае не превышают 10% отн. [Clemens, Petford, 1999]. В геологическом масштабе времени это очень высокие скорости, соответственно, 250 и 22 м/час, которые, по-видимому, реализуются в локальных участках (очагах расплава, жилах), тогда как общий подъем ареального фронта расплава будет зависеть также и от многих других факторов, таких, как существование или отсутствие региональной трещиноватости и т.п. Очевидно, что для рассмотренного случая Кавказской коллизии вполне вероятно быстрое отделение анатектического гранитного расплава, изостатический подъем его по рассеянным трещинам вверх и накопление в разрыхленном субстрате деколлемента, где плотность магмы и вмещающих пород равны и гранитная жидкость теряет первоначальную плавучесть.

Скорости гранитного процесса можно определять на конкретных объектах исходя из кинетики реакций парциального плавления. Для анатектических лейкогранитов Гималаев термометрия по монациту и циркону дает дискордантные значения, которые свидетельствуют о недосыщении магмы по легким редкоземельным элементам и объясняются быстрой экстракцией расплава (в течение менее чем 10 тыс. лет [Harris et al., 2000b]). Проведенные эксперименты обнаруживают недосыщение также и по Zr, и тогда экстракция расплава должна была продолжаться только 100 лет. Такой масштаб времени согласуется с деформационно-сдвиговым механизмом, обусловившим экстракцию расплава из его источника. Транспортировка гранитного расплава на расстояние в 10 км могла быть осуществлена путем подъема через дайки примерно в 1 день. При таких скоростях даже самые большие гранитные тела могли внедриться в течение 10 лет. Кристаллизация требует значительно больше времени. Лейкогранит внедрился в форме жил и силлов мощностью ~100 м, для чего требуется >500 лет, и около 30 тыс. лет, если бы образовалась единая интрузия типа лакколита. Можно предполагать, что отделение и внедрение многих орогенных гранитов длится менее 10 тыс. лет, а возможно, и меньше 1 тыс. лет. Напротив, достижение необходимых температур при прогреве породолита требует значительно больше времени, много более 1 млн. лет [Harris et al., 2000b]. Применительно к гранитам Кавказской коллизии важно подчеркнуть, что если саморазогрев коллизионной призмы длился достаточно долго, то само формирование локального Тырнаузского плутона произошло чрезвычайно быстро, поскольку это был лишь кратковременный эпизод в процессе подъема анатектической гранитной магмы. Напротив, длительность накопления гранитного слоя, очевидно, была на порядок-два продолжительнее, однако не превышала 100–200 тыс. лет.

Таким образом, в условиях Кавказской коллизии стационарные магматические резервуары – источники, в нижней коре не могли сохраниться. По-видимому, однородность Тырнаузского гранита и отсутствие дифференциатов объясняются именно немедленным удалением расплава из области магмогенерации. Расплавы более основного состава (типа тоналита), которые присутствуют в виде включений (ксенолитов), возникали, вероятно, при плавлении более основного субстрата или на больших глубинах, где степень плавления была выше.

Поднимаясь вверх, на глубинах 10–15 км, расплав попадал в область плотностного (изостатического) равновесия с вмещающими породами. Здесь он накапливался в пологой зоне деколлемента, сложенной легко проницаемыми, перематыми поро-

дами, залегающими в основании покровных структур. Постепенно здесь возник гранитный слой мощностью 10 км, выраженный на сейсмопрофилях в виде волновода, обуславливающий существование здесь регионального гравитационного минимума, где в настоящее время, по-видимому, присутствует гранитный расплав, как считают исследователи на основании тщательной интерпретации геофизических данных [Гаретовская и др., 1986]. Поступление гранитного расплава в зону тектонизированных пород зоны деколлемента, вероятно, приводило к растеканию магмы по простиранию этой зоны. По мере накопления горячего расплава здесь начиналась внутрислойная конвекция, вероятно, приводившая к формированию гранитных куполов (магматических камер), окруженных ореолами мигматитов. Объем накопленного здесь расплава при мощности гранитной линзы 10 км и ширине вкрест простирания 30 км составит по крайней мере 9000 км³.

Объем выплавленного вещества, накапливавшегося в гранитном слое, представляется гигантским и вполне сопоставим с крупнейшими ареалами гранитоидов, известными на глубоко эродированных щитах. Моделирование гранитообразования показывает, что крупные объемы гранитного материала могут возникать лишь при частичном плавлении нижней коры в условиях гранулитовой фации в отсутствие привноса флюида [Clemens, 1990; Vielzeuf et al., 1990], что и вытекает из предложенной модели гранитообразования в пределах Кавказской коллизии. В насыщенных H₂O доменах амфиболитовой фации крупные гранитные плутоны возникают весьма редко [Wickham, 1987; Brown, D'Lemos, 1991; Montel et al., 1992]. Это подтверждается специальными исследованиями мигматитов в гранитных провинциях [Jung et al., 2000].

Поднимающийся кверху расплав в отдельных случаях прорывался в верхние горизонты складчатого комплекса и образовывал небольшие гранитные интрузивы на глубине примерно 3–4 км. К числу таких интрузивов и принадлежит исследованный гранитный массив Тырнауза (объем 150 км³).

Геотермический градиент коллизионной области

Представленная трехуровневая модель гранитного процесса позволяет схематически наметить возможную термальную структуру коры в условиях Кавказской коллизии. На глубине 0–10 км температура повышается до точки гранитного ликвидуса, что составляет интервал 0–600°C. Соответствующий температурный градиент определяется величиной 60°C/км. В предположении, что при выплавлении исследованного гранита на глубине 30 км температура не превышала 900°C, перепад температур в интервале глубин 10–30 км составит 600–900°C, а градиент, соответственно, 15°C/км. Наиболее сложно оценить температуры в основании коры. Учитывая стабильное состояние горного сооружения в течение по крайней мере последних 10 млн. лет, можно предполагать, что температура на поверхности мантии не превышала 1000°C. Тогда для глубин 30–60 км температурный интервал составит 900–1000°C, а градиент – 3,3°C/км. Очевидно, что полученное распределение температур не соответствует средним геотермическим градиентам, что, возможно, является определенной особенностью коллизионных областей. Это распределение достаточно удовлетворительно соответствует расчетным моделям [England, Thompson, 1984] разогрева коры при ее коллизионном утолщении за счет надвигания пластин. Возможно, что

именно такое распределение температур является причиной аномально низких температурных градиентов, вытекающих из расчетов по гранулит-гнейсовым ареалам [Минц, 1999], формирующимся в условиях нижней континентальной коры.

Подводя итог сказанному в этой главе, следует отметить некоторые ключевые моменты. Плиоценовый гранит Тырнауза внедрился спустя 23 млн. лет после начала коллизионного процесса. Он обладает геохимическими характеристиками коллизионных гранитоидов и обнаруживает черты как Ib-типа, так и S-типа гранитов, которые в свою очередь связаны постепенными переходами. Если S-граниты обнаруживают большей частью типично коллизионные характеристики и близки к расплаву-минимум, то Ib-граниты нередко несут черты выплавления из тоналит-андезитового субстрата нижней коры в условиях коллизионного процесса, что, по-видимому, имело место в рассматриваемом случае.

Плавлению подвергалось вещество островодужной коры Закавказской плиты (андезитового состава) при ее погружении под Скифскую во время коллизии, когда P-T-условия метаморфизма достигали параметров гранулитовой фации, которые, как показали петрологические исследования, соответствуют условиям выплавления данного гранита (глубина выплавления 30 км, температура около 1000°C)

Геохимическое расчетное моделирование парциального выплавления Тырнаузского гранита проведено по редкоземельным и некоторым другим элементам для исходного андезитового субстрата. В указанных условиях глубинности это, вероятно, был гранатсодержащий ортопироксен-клинопироксеновый плагиогнейс (2% граната, 6% кварца, 58% SiO₂). Степень плавления этого субстрата составляла 15%. При этом

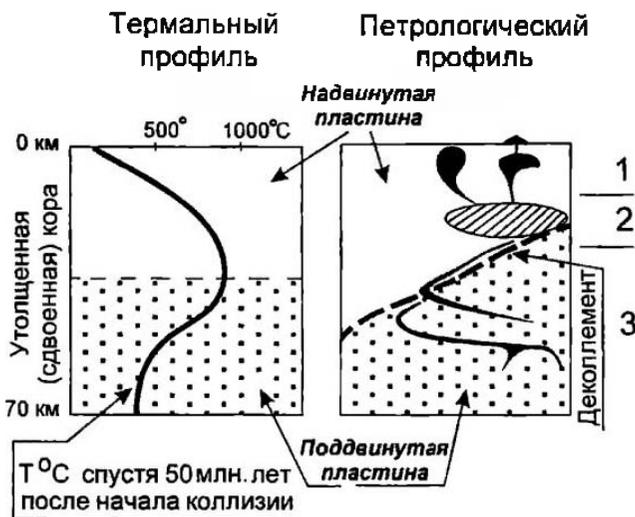


Рис. 5.6. Принципиальная схема гранитного процесса в коллизионных системах

1 – область разгрузки гранитной жидкости (интрузии и вулканы); 2 – область накопления расплава в условиях плотностного (изостатического) равновесия с вмещающими породами, а также выплавления расплава-минимум; 3 – область парциального плавления высоко метаморфизованных пород и выдвигания вверх относительно легкого гранитного материала

оказалось, что расчетный состав базифицированного рестита по содержаниям петрогенных элементов и элементов-примесей удовлетворительно соответствует таковым в нижней коре по модели [Taylor, McLennan, 1985]. Минеральный состав рестита сдвинулся в сторону более основных пород. После удаления гранитного расплава гранулитовый субстрат представлял собой гранат-клинопироксен-ортопироксен-плаггиоклазовый кристаллосланец (7–17% граната, 3–0,2% кварца, 56–52% SiO_2). Другими словами, выплавление гранита Тырнауза сопровождалось комплементарным деплетированием по литофильным элементам и базификацией рестита в нижней коре [Rosen, 1998].

В земной коре коллизионной зоны выявляется три уровня гранитного процесса.

I. На наиболее глубоком уровне (глубины порядка 30 км) плавление происходило в пологих трещинах отслоения, параллельных поверхности надвигания, и локализовалось *in situ* в рассеянной форме (реликтовые мигматиты). Расплав выжимался вверх по вертикальным трещинам отрыва сразу по мере его возникновения вследствие плотностной плавучести кислой магмы среди более тяжелых пород гранулитового субстрата.

II. На глубинах 10–15 км поднимающийся расплав достигает изостатического равновесия и накапливается в зоне деколлемента, заполненной легко проницаемыми тектонизированными покровными комплексами, образуя горизонт (линзу) мощностью 10 км, где и сохраняется в состоянии, близком к субсолидусу. Здесь возникают, по-видимому, гранито-гнейсовые поля и ореолы мигматитов. На этом уровне возможно также и прямое плавление вещества, однако расплав не может удалиться вверх и валовый состав горизонта в этом случае остается практически без изменений.

III. Отдельные порции расплава прорываются в верхний складчатый комплекс коллизионной системы, формируя небольшие плутоны, к которым в частности и относится изученный Тырнаузский гранитный массив, вышедший на современный уровень эрозии после смыва пород кровли мощностью 3–4 км.

Общее представление о расслоении коры согласно изложенной модели дает рисунок 5.6.

Справедливо предположить, что в будущем, после остановки субдукции и размыва верхнего складчатого комплекса коллизионного горного сооружения, гранитный горизонт (уровень II) выйдет на дневную поверхность и образует верхнюю часть коры изостатически равновесного континентального пенеппена, что обычно и наблюдается на тектонически стабильных древних щитах и в эродированных складчатых областях. Строение и структурная эволюция такого обнаженного горизонта рассмотрены выше на примере палеозойд Прибайкалья. При еще более глубокой эрозии этот горизонт размывается почти полностью и на поверхность выходят деплетированные по литофильным элементам гранулитогнейсовые ареалы (уровень I), показанные на примере Сибирского кратона.

Рассмотренный процесс коллизионного гранитообразования, по-видимому, отражает глобальную направленность в эволюции континентальной коры от примитивной однородной коры к расслоенной на верхнюю – существенно гранитную кору, и нижнюю – гранулитобазитовую.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В земной коре современных коллизионных горных сооружений, судя по геофизическим и косвенным геологическим данным, существуют квазистационарные расплавленные горизонты. Они залегают на глубине 10–15 км, имеют мощность примерно 10 км при ширине вкрест простирания от 50 до 250 км. По своим физическим свойствам они отвечают граниту в состоянии, близком к точке плавления. Причиной их появления является плавление вещества коры вследствие коллизионного разогрева, обусловленного термальной релаксацией в ансамблях надвинутых пластин.

Авторы стремились понять, что происходит ниже и выше этого горизонта, недоступного прямому исследованию, поскольку он пока еще не вышел на дневную поверхность. Рассмотренные в работе данные по регионам с различными глубинами эрозии позволили предположить, что ответ на этот вопрос можно получить путем сравнительного анализа гранитоидов в таких регионах. Однако роль «сверхглубокой скважины» сыграл плиоценовый Тырнаузский гранит на Кавказе, зародившийся на глубинах около 30 км и внедрившийся в самые верхние горизонты складчатого комплекса. На его примере был промоделирован петрологический профиль утолщенной земной коры коллизионной призмы, в котором нашли свое место и другие гранитные ареалы, подвергшиеся эрозии в большей или меньшей степени.

В вертикальном разрезе коры коллизионных систем выделяются три уровня гранитного процесса:

I. На наиболее глубоком уровне (глубины порядка 30 км) происходит анатектическое выплавление гранита, расплав выжимается вверх по мере его возникновения вследствие плотностной (положительной) плавучести кислой магмы среди окружающих более тяжелых пород гранулитового субстрата.

II. На глубинах 10–15 км поднимающийся расплав достигает изостатического равновесия и накапливается вблизи зоны деколлемента, образуя горизонт (линзу) мощностью 10 км, где и сохраняется некоторое время в состоянии, близком к субсолидусу, а после охлаждения и полного затвердевания здесь образуется существенно гранитный слой коры.

III. Отдельные порции расплава прорываются в верхний складчатый комплекс коллизионной системы, формируя небольшие плутоны.

Сам предмет моделирования – Тырнаузский гранитный массив – вышедший на дневную поверхность после смыва пород кровли мощностью 3–4 км, относится к последнему из перечисленных уровней в вертикальной зональности гранитного процесса коллизионной системы, который для краткости можно обозначить как *уровень III (локальных интрузий)*.

Слою гранитного материала, находящемуся при температурах, близких к точке плавления (*II, уровень накопления гранитного расплава*), свойственны конвективные

перемещения масс (внутрислоевая конвекция), вызванные естественными, случайными неоднородностями теплового поля. Вследствие конвекции здесь происходит образование куполовидных вздутий и межкупольных впадин. По-видимому, это и есть внутрикоровая область формирования широко известных гнейсово-купольных (гранито-гнейсовых) ареалов. При прекращении коллизионного сжатия (приостановка субдукции) достаточно быстро (в течение 10–30 млн. лет, по некоторым оценкам) происходит эрозия верхних складчатых комплексов возникшего при коллизии горного сооружения. На поверхность выходит накопившийся гранитный слой.

Формирование гранито-гнейсовых ареалов, выходящих на дневную поверхность в каледонидах Прибайкалья, связано с коллизионной геодинамикой и импульсами гранитного процесса в верхней коре. Формирование тектонической расслоенности верхней коры – одно из главных условий куполообразования, а соответственно, и локализации гранито-гнейсового ареала. Возникновение такой расслоенности в Прибайкалье документируется ранними эпизодами фронтальной коллизии типа «дуга–террейн» и обдукцией на древнюю континентальную кору палеозойских островодужных и океанических аллохтонов. Обдукция сопровождается подъемом теплового фронта и многоэтапной синметаморфической деформацией покровных аллохтонных пластин. Формирование гранито-гнейсового ареала начинается еще до окончания покровного тектогенеза. Кровля слоя гранито-гнейсовых ядер в растущих куполах бронируется (экранируется) подошвой пакетов покровных аллохтонных пластин. Если гранито-гнейсовые ядра куполов ограничены в своем развитии вверх подошвой покровных аллохтонов, то купольный тектогенез как целое не считается с этой границей и охватывает не только те уровни коры, которые заняты гранито-гнейсами, но и значительные ее объемы, расположенные непосредственно над гранито-гнейсовыми ареалами. Там же нередко локализованы и поля жильных гранитов. Последние эпизоды коллизионной геодинамики Прибайкалья связаны со столкновением типа «террейн–континент», которое происходит в режиме косой коллизии и тотального проявления сдвигового тектогенеза. Последние эпизоды купольного тектогенеза совпадают с регрессивной ветвью регионального метаморфизма и начальными событиями сдвигового характера, что приводит к возникновению интерференционных структур. Свойственный гранито-гнейсовым ареалам купольный тектогенез проявляется на протяжении всей геологической истории и может рассматриваться как прямой структурный индикатор коллизии.

Структура и эволюция нижней коры коллизионных областей (*1, уровень выделения анатектического расплава*) оказываются доступными для прямых наблюдений лишь после чрезвычайно глубокой эрозии, когда удалены не только верхние складчатые комплексы горного сооружения, но и сам гранитный слой полностью размыт. Такие уровни рассмотрены на Сибирском кратоне. Показано, что в результате аккреции разновозрастных древних террейнов здесь 2,0–1,8 млрд. лет назад возникла коллизионная система Гималайского типа, глубоко эродированная к началу рифея (1,65 млрд. лет назад), когда на возникшем пенеплене начали накапливаться рифей-фанерозойские отложения чехла Сибирской платформы.

Выведенные на поверхность комплексы амфиболитовой и гранулитовой фаций большей частью характеризуют уровень нижней коры. Установлено, что образование гранитов в коллизионных (разломных) зонах и ареальный гранулитовый метаморфизм в прилегающих террейнах происходили строго одновременно. Такое совпадение есть

неотъемлемое свойство термального режима в утолщенной коре коллизионной призмы. Геохимические сопоставления показали значительное истощение гранулитов нижней коры по литофильным элементам, обусловленное удалением гранитных расплавов. Выплавленный гранит удалялся в коллизионные зоны, по которым поднимался вверх, в верхние горизонты горного сооружения. Температуры и давления внутри коллизионных зон эволюционировали от параметров гранулитовой фации, 850–900°C при 8–9 кбар, постепенно снижаясь до уровня амфиболитовой, а затем – и эпидот-амфиболитовой фации. Эволюция наблюдаемого уровня коллизионной зоны завершалась в режиме гидротермальной системы, когда друзы кварца формировались внутри пустот при температуре раствора 200–300°C и давлении 0,7 кбар, т.е. на глубине около 2–3 км. По-видимому, процесс, который мы изучаем на доступном сейчас уровне эрозионного среза Сибирского кратона, начинался на глубинах примерно 30 км внутри коры коллизионного сооружения, а по мере размыва этого сооружения глубина уменьшалась и, наконец, горное сооружение было почти полностью эродировано. Размыв гор на начальных стадиях, очевидно, происходил одновременно с их воздыманием, пока не прекратились коллизионное сжатие и субдукция, а затем наступил плоскостной смыв оставшихся возвышенностей. Суммарную мощность размыва комплекса можно оценить примерно в 25 км.

Таким образом, в современных коллизионных горных сооружениях на поверхность выходят лишь небольшие гранитные плутоны. В гранитном процессе коллизионных областей это – наиболее верхний *уровень локальных интрузий (III)*. Более глубокие уровни оказываются на поверхности лишь после эрозии горного сооружения. Анализ обнаженных палеозоид Прибайкалья и протерозоид Сибири показал, что *уровень накопления гранитного расплава (II)* и *уровень выделения анатектического расплава (I)* отвечают, соответственно, гранито-гнейсовому и гранулито-базитовому комплексам коры коллизионных систем. Гранитный расплав, возникающий в результате парциального плавления корового вещества в условиях глубокого метаморфизма, выжимается вверх и накапливается в реологически ослабленной зоне, прилежащей к деколlementу, образуя гранитный слой, а отдельные порции расплава прорываются еще выше, интрузируя горное сооружение.

Приведенные материалы по гранитоидам свидетельствуют о направленном процессе формирования вертикальной расслоенности в коре коллизионных областей. Процесс коллизионного гранитообразования непосредственно отражает глобальную направленность в эволюции континентальной коры: от примитивной однородной коры к зрелой, расслоенной на верхнюю – существенно гранитную кору, и нижнюю – гранулито-базитовую.

Для создания единой модели гранитного процесса в работе предпринят синтез разобщенных и разновозрастных фрагментов вертикального разреза коллизионной призмы. Полученные результаты открывают возможность поиска такого единого разреза в складчатых структурах, где можно наблюдать последовательно сменяющие друг друга уровни, упомянутые выше. Очевидно, протяженность этого объекта вкрест простирания должна быть на менее 30 км. Первоочередной задачей дальнейших исследований коллизионного гранитообразования можно считать выявление и изучение таких геологических участков, где в горизонтальной плоскости совмещены все три описанных выше уровня коллизионного гранитного процесса.

ЛИТЕРАТУРА

- Абесадзе М.Б., Кекелія М.А., Мгелашвили Т.Н.* и др. Доальпийское развитие Кавказской активной плеокраины // Проблемы геодинамики Кавказа. В.Е.Хаин – ред. М.: Наука, 1982. С.30-41
- Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.С.Марков – ред. М.: Наука, 1988. 253 с.
- Баранов Г.И., Греков И.И.* Геодинамическая модель Большого Кавказа // Проблемы геодинамики Кавказа. В.Е.Хаин – ред. М.: Наука, 1982. С.51-59
- Баранов Г.И., Греков И.И.* Проблемы докембрия на Северном Кавказе // Докембрий Северной Евразии. СПб: ИГГД, 1997. С.11-12
- Баранов Г.И., Белов А.А., Дотдугев С.И.* Большой Кавказ // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. Ю.М.Пушаровский и В.Г.Трифонов – ред. М.: Наука, 1990. С.196-214
- Белов А.А., Омельченко В.Л.* Поздневарисские и постварисские надвиги в довернеюрском фундаменте Северного Кавказа // Геология и разведка. 1986. №9. С.14-20
- Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Сезько А.И., Федоровский В.С.* Возраст гранитов приморского комплекса (Западное Прибайкалье) по данным U-Pb метода // ДАН СССР. 1981. Т.257. №2. С.462-466
- Бибикова Е.В., Белов А.Н., Грачева Т.В., Розен О.М.* Верхний предел возраста гранулитов набарского щита // Известия АН СССР. 1985. №8. С.19-24
- Бибикова Е.В., Другова Г.М., Дук В.Л., Левский Л.К., Левченков О.А., Морозова И.М.* Геохронология Витимо-Алданского щита // Методы изотопной геохронологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С.135-189
- Бибикова Е.В., Белов А.Н., Розен О.М.* Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. С.122-133
- Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Курнозова Т.И., Сумин Л.В., Аракелянц М.М., Федоровский В.С., Петрова З.И.* Определение возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. Л. 1987. С.154-164
- Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В.* и др. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С.170-183

- Бибикова Е.В., Сомин М.Л., Красивская И.С.* и др. U-Pb-возраст ортогнейсов Главного Кавказского хребта // Известия АН СССР, сер. геол. 1991. №9. С.23-34
- Богатиков О.А.* Магматические горные породы. Т.4. Кислые и средние породы. М.: Наука, 1987. 374 с.
- Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В.* Средние химические составы магматических горных пород. М.: Наука, 1987. 153 с.
- Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Коваленко В.И., Короновский Н.В., Липман П., Цветков А.А.* Верхнекегемский кальдерный комплекс на северном Кавказе // Известия РАН, сер. геол. 1992. №1. С.13-21
- Богина М.М.* Петрология плиоценовых гранитоидов коллизионного типа Большого Кавказа. Автореф. дис. канд. г.-м. наук. М.: ИГЕМ, 1994. 20 с.
- Болотов С.Н.* Раннемеловой магматизм Скифской платформы и его связь с формированием Черноморской котловины. // Тектоника, геодинамика, процессы магматизма и метаморфизма. Ю.В.Карякин – ред. М.: ГЕОС, 1999. Т.1. С.90-92
- Буртман В.С., Самыгин С.Г.* Тектоническая эволюция Высокой Азии в палеозое и мезозое // Геотектоника. 2001. №4 (в печати)
- Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, 1996. 302 с.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Мельгунов М.С.* Петрология и геохимия рифейских офиолитов Таймыра // Геол. и геоф. 1996. Т.37. №1. С.113-129
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б.* и др. Новые U-Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского края // Геол. и геоф. 1999. Т.40. №2. С.255-259
- Вишневский А.Н.* Метаморфические комплексы Анабарского щита. Л.: Недра, 1978. 213 с.
- Вишневский А.Н.* Метаморфические комплексы Анабарского щита и особенности их металлогении. Дисс. докт. г.-м. наук. Л.: ПГО Севморгеология, 1988. 43 с.
- Вишневский А.Н., Рабкин М.И., Лопатин Б.Г.* Раннедокембрийские образования центральной части Арктики. Л.: Наука, 1974. С.55-68
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М.* Петрогенетическая модель магматитов Дзирульского кристаллического массива в свете тектонической расслоенности земной коры // Тектоника, геодинамика, процессы магматизма и метаморфизма. Ю.В.Карякин – ред. М.: ГЕОС, 1999. Т.1. С.156-159
- Гаретовская И.В., Краснопева Г.В., Сизов А.В.* и др. Изучение глубинного строения Северо-Кавказской сейсмоопасной зоны с помощью сейсмических методов // Основные проблемы сейсмотектоники. М.: Наука, 1986. С.105-119
- Гафаров Р.А., Лейтес А.М., Федоровский В.С., Прозоров И.П., Савинская М.С., Савинский К.А.* Тектоническое расчленение фундамента Сибирской платформы и этапы формирования континентальной коры // Геотектоника. 1978. №1. С.43-58
- Геншафт Н.С.* Внутренние факторы тектонической мобильности платформ // Геотектоника. 1996. №4. С.13-24
- Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Н.С.Малич, В.Л.Масайтис, В.С.Сурков – ред. Т.4. Л.: Недра, 1987. 448 с.

- Герасимчук А.В., Серенко В.П.* Состав и петрофизические свойства подразделений фундамента Далдыно-Алакитского района // Сов. геология. 1988. №11. С.74-80
- Гиорджиани Т.В.* Позднекайнозойская геодинамика Большого Кавказа. // Тектоника, геодинамика, процессы магматизма и метаморфизма. Ю.В.Карякин – ред. М.: ГЕОС, 1999. Т.1. С.174-177
- Годзевич Б.Л.* Стратиграфия архея юга Алдано-Станового щита // Проблемы стратиграфии раннего докембрия средней Сибири. М.: Наука, 1986. С.127-136
- Гранулитовые комплексы нижней коры континентов (региональные очерки).* О.М.Розен – ред. М.: ГИН РАН, 1991. 92 с.
- Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С.* и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. В.В.Ковальский – ред. М.: Наука, 1985. 248 с.
- Демина Л.И.* Петрология метаморфического комплекса Приольхонья. Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. М.: МГУ, 1975. 32 с.
- Демина Л.И., Ескин А.С.* К вопросу об эклогитах Западного Прибайкалья // Вопросы геологии, геохимии и геофизики при поисках месторождений полезных ископаемых и инженерно-геологических изысканиях. М.: МГУ, 1974. С.59-69
- Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Тр. Института геологии и геофизики. Вып.456. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Добрецов Н.Л.* – ред. Ранний докембрий южной Якутии. М.: Наука, 1986. 280 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с.
- Добржинецкая Л.Ф.* Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.
- Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Сонюшкин В.Е., Лихачев А.Б., Федоровский В.С.* Покровные и сдвиговые пластические деформации метаморфического комплекса Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геотектоника. 1992. №2. С.58-71
- Дотдугев С.И.* О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. С.94-106
- Дотдугев С.И.* Мезозойско-кайнозойская геодинамика Большого Кавказа // Геодинамика Кавказа. А.А.Белов, М.А.Сатиан – ред. М.: Наука, 1989. С.82-92
- Дук В.Л., Неймак Л.А., Рудник В.А.* – ред. Древнейшие породы Алдано-Станового щита. Л., Севморгеология, 1989. 260 с.
- Ескин А.С.* К стратиграфии и тектонике архея Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и петрология докембрия. Новосибирск. 1979. С.3-72
- Ершов А.В., Никишин А.М., Брунэ М.-Ф., Спакман В.* Позднекайнозойская геодинамика Кавказского региона: данные численного моделирования и сейсмогеографии // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. Т.1. С.230-235
- Журавлев А.З., Негрей Е.В.* Синхронность формирования Эльджуртинского гранита и рудоносных метасоматитов Тырнауза (Северный Кавказ) // Докл. РАН. 1993. Т.332. №4. С.482-485
- Журавлев Д.З., Розен О.М.* Sm-Nd возраст метаосадков гранулитового комплекса Анабарского щита // Докл. РАН. 1991. Т.317. С.189-193

- Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Соболев А.В., Цамерян О.П., Дмитриев Л.В., Вишнева-ская В.С., Колесов Г.М.* Особенности структурного положения и состава вулканических серий офиолитов Малого Кавказа // *Океанический магматизм, эволюция, геологическая корреляция.* М.: Наука, 1986. С.218-235
- Злобин В.Л., Розен О.М.* Позднеархейский осадочный бассейн севера Сибирской платформы // *Осадочные формации докембрия и их рудоносность.* Спб.: ИГГД, 1998. С.25
- Злобин В.Л., Журавлев Д.З., Розен О.М.* Sm-Nd модельный возраст метакарбонатно-гнейсовой формации Анабарского гранулитового комплекса западной части Анабарского щита, полярная Сибирь // *Докл. РАН.* 1999. Т.368. №1. С.95-98
- Казьмин В.Г., Книппер, А.Л.* Аккреционная тектоника Кавказа // *Тектонические процессы.* Ю.М.Пушаровский, А.А.Моссаковский – ред. М.: Наука, 1989. С.75-89
- Карпенко С.Ф., Шараськин А.Ф., Балашов Ю.А., Ляликов А.В., Спиридонов В.Г.* Изотопные и геохимические критерии происхождения бонинитов // *Геохимия.* 1984. №7. С.958-970
- Кацура И.К., Федоровский В.С.* Главная сдвиговая зона коллизионной системы каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // *Докл. РАН.* 1996. Т.351. №5. С.1-6
- Классификация и номенклатура метаморфических горных пород, справочное пособие.* Н.Л.Добрецов, О.А.Богатиков, О.М.Розен – ред. Новосибирск: ОИГГМ. 1992. 205 с.
- Книппер А.Л.* Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины // *Геотетоника.* 1985. №2. С.2-15
- Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В.* и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // *Петрология.* 1999. Т.7. №4. С.401-429
- Ковач В.П.* Гранитоидные комплексы центральной части Алданской гранулитно-гнейсовой области (геология и петрология). Автореф. дисс., канд. г.-м. наук. Спб.: ИГГД РАН, 1994. 24 с.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Смелов А.П., Загорная Н.Ю.* Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные // *Стратиграфия. Геол. корреляция.* 1999. Т.7. №1. С.3-17
- Кожевников А.В.* Стратиграфия антропогена Большого Кавказа как основа неотектонических построений // *Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа.* М.: Наука, 1987. С.207-215
- Конев А.А., Самойлов В.С.* Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск. 1974. 245 с.
- Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. Тр. ГИН РАН. Вып.506. 314 с.
- Кориковский С.П.* Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С.* Петрология метаморфических пород Приольхонья // *Геология гранулитов. Путеводитель Байкальской экскурсии международного симпозиума.* Иркутск. 1981. С.70-80

- Короновский Н.В.* Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейского, Анатолийского и Кавказского регионов (центральная часть Альпийского складчатого пояса // Вестник МГУ, сер.4, геол. 1994. №1. С.35-48
- Короновский Н.В., Молявко В.Г., Остафийчук И.А.* Петрохимические особенности и условия формирования неогеновых интрузивов района Кавказских минеральных вод // Известия АН СССР, сер. геол. 1986. №6. С.39-41
- Короновский Н.В., Демина Л.И., Симонов Д.А.* и др. Позднекайнозойская геодинамика и наземный вулканизм Эгейско-Анатолийско-Кавказского сегмента Альпийского пояса. // Тектоника, геодинамика, процессы магматизма и метаморфизма. Ю.В. Карякин – ред. М.: ГЕОС, 1999. Т.1. С.321-325.
- Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах Прибайкалья // Новосибирск: Наука, 1979. 117 с.
- Костицын Ю.А., Кременецкий А.А.* Возраст заключительного магматического этапа Эльджуртинского гранита: Rb-Sr-изохронное датирование аплитов // Геохимия. 1995. №7. С.925-932
- Котов А.Б., Шемякин И.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П.* Этапы формирования и изотопная структура континентальной коры Сутамского блока Алданского щита // Докл. РАН. 1999. Т.366. №6. С.809-812
- Краснопевцева Г.В.* Глубинное строение Кавказского региона // Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена. Киев: Наукова думка, 1996. С.151-178
- Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н., Милановский С.Ю.* Геотермические исследования и модель теплогенерации докембрийской коры Балтийского щита // Геохимия глубинных пород. Л.Н.Овчинников – ред. М.: Наука, 1986. С.131-149
- Кругляков В.В., Губенков В.В., Пономарев И.В.* Туапсинский прогиб (Кавказский континентальный склон Черного моря) – олистострома // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. Т.1. С.329-332
- Крылов А.Я., Вишневский А.Н., Силин Б.И.* Абсолютный возраст пород Анабарского щита // Геохимия. 1963. №12. С.1140-1144
- Леонов М.Г.* Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 139 с.
- Леонов Ю.Г.* Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической слоенности коры // Геотектоника. 1991. №6. С.3-20
- Леонов Ю.Г.* Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. №5. С.4-14
- Летников Ф.А.* Флюидизация литосферы подвижных поясов // Современная динамика литосферы континентов. Подвижные пояса. Н.А.Логачев, В.С.Хромовских – ред. М.: Недра, 1995. 560 с.
- Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б.* Изотопный возраст магматических пород Приольхонья // ДАН СССР. 1990. Т.313. №1. С.171-174
- Лиллиенберг Д.А.* Общие и региональные закономерности современной геодинамики Кавказа (по геоморфологическим и инструментальным данным) // Современные движения земной коры. Киев: Наукова думка, 1980. С.204-217
- Ломизе М.Г.* Региональные и глобальные события в развитии Кавказской геосинклинали // Геология и полезные ископаемые Б. Кавказа. М.: Наука, 1987. С.21-34
- Луцц Б.Г.* Петрология глубинных зон земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1973. 304 с.

- Лутц Б.Г. Магматизм подвижных поясов ранней Земли. М.: Наука, 1985. 216 с.
- Лутц Б.Г., Оксман В.К. Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. М.: Наука, 1990. 260 с.
- Ляпунов С.М., Сотсков Ю.П. Нейтронно-активационный анализ геологических проб на редкие и рассеянные элементы. М.: ВИЭМС, 1984. 21 с.
- Ляхович В.В. Связь оруденения с магматизмом (Тырныауз). М.: Наука, 1976. 424 с.
- Ляхович В.В., Устинов В.И. Изотопы кислорода в вертикальном разрезе Эльджуртинского гранитного массива // Докл. РАН. 1995. Т.342. №6. С.798-800
- Ляхович В.В., Чернышев И.В. О вероятной глубине формирования магмы Эльджуртинского гранита // ДАН СССР. 1990. Т.314. №4. С.952-954
- Ляхович В.В., Угер П., Симан П. Гафний и иттрий в циклоне из вертикального разреза Эльджуртинского гранита (Северный Кавказ) // Геохимия. 1992. №10. С.1503-1507
- Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А. Геохимия основных кристаллических сланцев Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1992. №6. С.771-786
- Мехоношин А.С. Основной-ультраосновной магматизм Онетского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1999. Т.40. №12. С.1772-1784
- Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У. и др. Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. А.А.Белов, М.А.Сатиан – ред. М.: Наука, 1989. С.99-106
- Миллер Ю.В. Структурная эволюция метаморфических комплексов: проблемы цикличности и генезиса. Автореф. дисс. докт. г.-м. наук. Л.: ИГГД АН СССР, 1989. 48 с.
- Минц М.В. Параметры состояния архейской литосферы (к правомерности актуалистического подхода при исследовании геодинамических процессов в архейской тектоносфере Земли) // Тектоника, геодинамика, процессы магматизма и метаморфизма. Ю.В.Карякин – ред. М.: ГЕОС, 1999. Т.2. С.3-5
- Мишкин М.А., Масловская М.Н., Лаврик С.Н., Вовна Г.М. Геохимия и Rb-Sr изотопия метабазит-эндербитовой формации юга Алданского щита (Сутамский блок) // Геохимия. 1999. №9. С.931-940
- Мокшанцев К.Б. Протерозой северо-востока Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 215 с.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С. и др. Тектоника Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 199 с.
- Неймарк Л.А., Немчин А.А., Розен О.М., Серенко В.П., Спецрус З.В., Шулешко И.К. Sm-Nd-изотопные системы в нижнекоровых ксенолитах из Кимберлитов Якутии // Докл. РАН. 1992. Т.327. №3. С.374-378
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. 1998. №2. С.139-164
- Несмеянов С.А., Измайлов Я.А. Тектонические деформации Черноморских террас Кавказского побережья. М.: ПНИИИС, 1995. 238 с.
- Никишин В.М., Ершов А.В., Брунэ М.-Ф. Деламинация субдуцированного литосферного слэба и отрыв нижней части литосферы как одна из причин магматизма

- // Тектоника, геодинамика, процессы магматизма и метаморфизма. Ю.В.Карякин – ред. М.: ГЕОС, 1999. Т.2. С.43-46
- Николаевский А.А.* Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. М.: Наука, 1968. 183 с.
- Ножкин А.Д.* Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и их металлогения. Металлогения, нефтегазонасность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления // Геол. и геоф. 1999. Т.40. №11. С.1524-1544
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В.* и др. Рифейские гранито-гнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геол. и геоф. 1999. Т.40. №9. С.1305-1313
- Носик Л.П.* Изотопные методы при изучении минералообразования. М.: Наука, 1986. 224 с.
- Носова А.А., Одикадзе Г.Л., Докучаев А.Я.* Вольфрамоносные дайки глубоких частей Эльджуртинского гранитного массива (Северный Кавказ) // Докл. РАН. 1996. Т.346. №1. С.79-81
- Павленкова Н.И.* Строение коры и верхней мантии юга европейской части СССР по геофизическим данным // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1992. С.71-80
- Петров А.Ф., Гусев Г.С., Третьяков Ф.Ф., Оксман В.С.* Архейский (алданский) и нижнепротерозойский (карельский) мегакомплексы // Структура и эволюция земной коры Якутии. В.В.Ковальский – ред. М.: Наука, 1985. С.9-39
- Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Прасолов Э.М.* и др. Изотопы гелия в газах Северного Кавказа: следы разгрузки тепломассопотока из мантии // Геохимия. 1998. №4. С.383-397
- Попов Н.В., А.П. Смелов А.П., Добрецов Н.Н., Богомолова Л.М., Картавченко В.Г.* Олондинский зеленокаменный пояс. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР. 1990. 172 с.
- Попов В.С., Кременецкий А.А., Липчанская Л.Н., Удод Н.И.* Петрология Эльджуртинского гранитного массива (Северный Кавказ) по данным глубокого бурения (состав гранитов и характер его изменчивости по вертикали) // Зап. ВМО. 1993. Т.122. №2. С.11-29
- Резванова Н.Г., Левченков О.А., Богомолот И.С.* и др.. Сопоставление методик сепарации фаз цирконов для геохронологических целей // Геохимия. 1994. №7. С.1076-1086
- Рейф Ф.Г., Кременецкий А.А., Удод Н.И.* О механизме образования остаточных очагов высоководного гранитного расплава // ДАН СССР. 1990. Т.314. №5. С.1226-1230
- Розен О.М.* Теплогенерация земной коры Анабарского щита // Геол. и геоф. 1992. №12. С.22-29
- Розен О.М.* Формирование нижней коры континентов: архейские гранулиты и протерозойские разломы Анабарского щита. М.: ВИНТИ, 1994. Деп. №1150-В94. 44 с.
- Розен О.М.* Состав метаморфизованных карбонатных пород и опыт их систематики // Докл. РАН. 1996. Т.346. №1. С.87-90

- Розен О.М. Мантийный магматизм в фанерозое Сибирской платформы: некоторые ограничения на модели мантийной конвекции // Докл. РАН. 2000. Т.370. №6. С.785-788
- Розен О.М., Костюченко С.Л. Сибирский кратон. Тектоническая карта Карского и Лаптевых морей и севера Сибири, м-б 1:2500 000, объяснительная записка. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей, 1998. 127 с.
- Розен О.М., Сонюшкин В.Е. Характеристика включений и особенности деформаций в кварце в полиметаморфических породах Анабарского щита // Бюлл. ВМО. 1987. Ч.116. №5. С.602-609
- Розен О.М., Федоровский В.С. Граниты и гранито-гнейсовые ареалы в коллизионных системах // Новосибирск, 2000. Интернет-ресурсы. Публикации по структурной геологии и тектонике. http://www.nsu.ru/science/rsgsgt/articles//strat_page.htm
- Розен О.М., Злобин В.Л., Рачков В.С. Анабарский щит // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. Ю.М.Пущаровский – ред. М.: Наука, 1990. С.269-280
- Розен О.М., Бибикина Е.В., Журавлев Д.З. Ранняя кора Анабарского щита, возраст и модели формирования // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С.199-224
- Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К., Бибикина Е.В., Злобин В.Л. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротрозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геол. и геоф. 2000. Т.41. №2. С.163-180
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
- Рундквист Д.В., Митрофанов Ф.П. – ред. Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 443 с.
- Рябчиков И.Д. Физико-химические условия процессов генерации и дифференциации кислых и средних магм // Магматические горные породы. Т.4. М.: Наука, 1987. С.348-359
- Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Бабанский А.Д., Борсук А.М. Происхождение и условия дифференциации сильно восстановительных андезитовых магм // Известия АН СССР, сер. геол. 1985. №10. С.15-23
- Савинский Л.А. Глубинная тектоника Сибирской платформы по геофизическим данным. М.: Недра, 1972. 167 с.
- Семихатов М.А. Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: сравнение // Стратиграф. Геол. корреляция. 1993. Т.1. №1. С.6-16
- Серебрянский Е.П., Костицын Ю.А., Федоровский В.С., Владимиров А.Г. Сравнительные изотопные исследования гранитов и метаморфических пород Приольхонья // XV симпозиум по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ РАН, 1998. С.259
- Серых В.И., Габов Ю.А., Новичкова А.П. Минеральный и химический состав ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана. Алм-Ата: Наука, 1976. 194 с.
- Симон А.К., Чаицкий В.П. Магматические формации Предкавказья // Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.А.Осипов – ред. М.: Наука, 1981. С.227-257

- Симонов Д. А.* Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейско-Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса. Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. М.: МГУ, 1998. 26 с.
- Скляр Е. В., Мазукабзов А. М., Мельников А. И.* Комплексы метаморфических ядер Кордильерского типа. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.
- Скляр Е. В., Гладкочуб Д. П., Мазукабзов А. М., Меньшагин Ю. А.* Метаморфизм древних офиолитов Шарыжалгайского выступа // Геология и геофизика. 1999. Т.39. №312. С.1733-1749
- Смелов А. П., Зедгенизов А. Н., Парфенов Л. М., Тимофеев В. Ф.* Докембрийские террейны Алдано-Станового щита // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск: Сантай, СО РАН, 1998а. С.119-120
- Смелов А. П., Ковач В. П., Габышев В. Д.* и др. Тектоническое строение и возраст фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона // Отеч. геология. 1998б. №6. С.6-10
- Смутьская А. М.* Применение методов физико-химической петрологии для расчленения метаморфических комплексов Западного Прибайкалья // VI Всесоюз. петрогр. совещ. Тез. докл. Л. 1981.
- Соколов С. Д.* Концепция тектонической расслоенности литосферы: история создания и основные положения // Геотектоника. 1990. №6. С.3-19
- Сомин М. Л.* О структуре осевых зон Центрального кавказа // Докл. РАН. 2000. Т.375. №5. С.662-665
- Сонюшкин В. Е.* Электронная микроскопия включений минералообразующей среды в кварце // Известия АН СССР, сер. геол. 1981. №1. С.85-95
- Спиридонов В. Г., Карпенко С. Ф., Ляликов А. В.* Sm-Nd возраст и геохимия гранулитов центральной части Анабарского щита // Геохимия. 1993. №10. С.1412-1427
- Степанов Л. Л.* Радиогенный возраст полиметаморфических пород Анабарского щита // Раннедокембрийские образования центральной части Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. Л.: ВНИИГА, 1974. С.76-83
- Степанюк Л. М.* Уран-свинцовый возраст микроклиновых гранитов Анабарского щита // Докл. АН УССР. 1991. №10. С.127-129
- Степанюк Л. М., Пономаренко А. Н., Яковлев Б. Г., Бартницкий Е. Н., Загнитко В. Н., Иванов А. С.* Кристаллогенезис и возраст циркона в породах гранулитовой фации (на примере мафитового гранулита далдынской серии Анабарского щита) // Мин. журнал. 1993. Т.15. №2. С.40-52
- Суханов М. К.* Анортозитовая ассоциация Анабарского щита // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С.61-85
- Суханов М. К.* Сравнительный анализ формаций автономных анортозитов // Известия АН СССР, сер. геол. 1988. №7. С.3-18
- Суханов М. К., Рачков В. С.* Салтахский массив Анабарского щита // Известия АН СССР, сер. геол. 1986. №12. С.47-58
- Суханов М. К., Спиридонов В. Г., Карпенко С. Ф.* Первые результаты датирования анортозитов Анабарского щита Sm-Nd изохронным методом // ДАН СССР. 1990. Т.310. №2. С.448-453

- Тверитинова Т.Ю.* Структуры разрушения массивов магматических и метаморфических пород разломных зон и межразломных блоков Тырнаузского рудного поля (центральный Кавказ) // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1995. Т.70. Вып.5. С.28-41
- Томиленко А.А., Чупин В.П.* Термобарогеохимия метаморфических пород. Новосибирск: Наука, 1983. 200 с.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Румянцев М.Ю., Смагин А.Н.* Строение, состав и металлогения протерозойских аккреционных комплексов ЮЗ окраины Сибирского кратона. Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск: Сантай, СО РАН, 1998. С.126-127
- Федоровский В.С.* Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. №6. С.56-71
- Федоровский В.С.* Интерференция деформаций и коллизионный тектогенез // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Т.2. 1999. С.229-231
- Федоровский В.С., Соколова Ю.Ф.* Тектоника Центральной гнейсово-купольной зоны Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геотектоника. 1986. №5. С.54-71
- Федоровский В.С., Добржинская Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б.* Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. 1993. №4. С.30-45
- Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В.* и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. №3. С.3-22
- Федоровский В.С., Лихачев А.Б., Риле Г.В.* Зона столкновения типа «террейн–континент» в Западном Прибайкалье: структура коллизионного шва // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С.228-232
- Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Фотиади Э.Э., Захарова Т.Л., Ладынин А.В.* и др. Основные черты структуры и динамики литосферы Сибири по геолого-геофизическим данным. Новосибирск: Наука, 1990. 117 с.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
- Хаин В.Е.* Проблемы тектоники раннего докембрия // Вестник МГУ, сер.4. геол. 2000. №4. С.13-24
- Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Недра, 1993. 451 с.
- Хаин В.Е., Лобковский Л.И.* Об особенностях формирования коллизионных орогенов // Геотектоника. 1990. №6. С.20-31
- Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г.* Коллизионный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанской литосферы при континентальной коллизии // Геол. и геоф. 1996. Т.37. №1. С.5-16
- Хаин Е.В.* Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М.: Наука, 1984. Тр. ГИН. Вып.382. С.94.
- Хахаев Б.Н., Певзнер Л.А., Кременецкий А.А.* Континентальное научное бурение в России, состояние и основные направления развития // Разведка и охрана недр. 1994. №6. С.3-19

- Хитаров Н.И., Сендеров Э.Э., Бычков А.М., Учаймешвили Н.Е., Попов А.А.* Особенности условий становления Эльджуртинского гранитного массива. М.: Наука, 1980. 120 с.
- Хорева Б.Я.* – ред. Карта метаморфических комплексов и гранитоидов СССР, м-б 1:10000000. Л.: Картографическое предприятие Миннегео, 1987.
- Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Соболев А.В., Кононкова Н.Н.* Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа по составам пород и расплавов // *Геохимия*. 1988. №8. С.1140-1159
- Черных А.И.* Геологическое строение и петролого-геохимические особенности докембрийских офиолитовых и палеоостроводужных комплексов Енисейского края. Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. Новосибирск: ИГ СО РАН, 2000. 21 с.
- Щемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У.* Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе-Армавир // *Тектоника неогей: общие и региональные аспекты*. М.: ГЕОС, 2001. Т.2. С.316-320
- Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г.* и др. О возрасте древнейших образований Сутамского блока // *Докл. РАН*. 1998. Т.360. №4. С.526-529
- Шенгеляя Г.Ш.* Гравитационная модель земной коры Кавказа. М.: Наука, 1984. 127 с.
- Шмулович К.И.* Углекислота в процессах высокотемпературного минералообразования. М.: Наука, 1988. 182 с.
- Щерба И.Г.* Олиостромы и проблемы кайнозойской тектоники Большого Кавказа // *Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа*. М.: Наука, 1987. С.191-200
- Яншин А.Л., Борукаев Ч.Б.* – ред. Тектоника и эволюция земной коры Сибири. Тр. ИГиГ СО РАН. Вып.173. Новосибирск: Наука, 1988. 175 с.
- Adamia Sh. A., Belov A. A., Kekelia M. A., Shavishvili I. D.* Paleozoic tectonic development of the Caucasus and Turkey // *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts*. Bratislava: Alpha Publishers, 1987. P.23-50
- Aftalion M., Bibikova E. V., Bowes D. R., Hopgood A. M., Perchuk L. L.* Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, USSR: a U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study // *J. Geology*. 1991. V.99. P.851-862
- Alkmim F.F., Marshak S.* Transamazonian Orogeny in the Southern San Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero // *Precambrian Res.* 1998. V.90. №1-2. P.29-58
- Alsdorf D., Nelson D.* Tibetan satellite magnetic low: evidence for widespread melt in the Tibetan crust? // *Geology*. 1999. V.27. №10. P.865-960
- Armands G., Xefteris A.* Swedish granitoids of S- and I-type and their lithophile element distribution // *Geol. Forening. Stockholm Forhadl.* 1987. V.109. Pt.3. P.177-195
- Arth J.G.* Behavior of trace elements during magmatic process – a summary of theoretical models and their applications // *J. Res. U.S. Geol. Survey*. 1976. V.4. №1. P.41-47
- Arth J.G., Hanson G.N.* Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota // *Geochem. Cosmochem. Acta*. 1975. V.39. P.325-362
- Arndt N.T., Goldstein, S.L.* Use and abuse of crust-formation ages // *Nature*. 1987. V.15. P.893-895

- Barbarin B.* A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // *Lithos*. 1999. V.46. P.605–626
- Barker F., Arth J.G., Peterman Z.E., Friedman I.* The 1,7 to 1,8 b.y. old trondjemites of southern Colorado and Northern New Mexico // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1976. V.87. P.189-198
- Barker F., Arth J.G., Stern T.W.* Evolution of the Coast Batholith along the Skagway Traverse, Alaska and British Columbia // *Am. Mineral.* 1986. V.71. P.632-643
- Barker F., Farmer G.L., Ayuso R.A., Plafker G., Lull J.S.* The 50 Ma granodiorite of the Eastern Gulf of Alaska: melting in an accretionary prism in the forearc // *J. Geoph. Res.* 1992. V.97. №B5. P.6757-6778
- Bayer R., Masson F., Doerflinger E.* et al. The present strainfield in Lesser Caucasus: setting of a GPS network in America // *EUG10, Journal of conference abstracts*. Cambridge Publications. 1999. V.4. №1. P.842
- Bibikova E., Skiöld T., Bogdanova S., Gorbatshev R., Slabunov A.* Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // *Precambrian Res.* 2001. V.105. №2-4. P.315-330
- Bonin B.* From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after major orogenesis // *Geol. J.* 1990. V.25. P.261-270
- Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy, F., Ferrag S.* Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings // *Lithos*. 1998. V.45. №1-4. P.45-70
- Brown M., D'Lemos R.S.* The Cadomian granites of Mancellia, north-east Armorican Massif of France: relation-ship to the St. Malo migmatite belt, petrogenesis and tectonic setting // *Precambrian Res.* 1991. V.51. P.393-427
- Brown M., Solar G.S.* The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm // *Tectonophysics*. 1999. V.312. P.1-33
- Bryant B., Reed J.C.* Significance of lineation and minor folds near major thrust faults in the southern Appalachian and the British and Norwegian Caledonides // *Geol. Mag.* 1969. V.106. P.412-429
- Cermak V.* Thermal regimes of the European lithosphere // 30th Int. Geol. Congr. Abstr. Beijing, China. 1996. V.1. P.131
- Chappell B.W.* Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites // *Lithos*. 1999. V.46. P.535-551
- Chappell B.W., White A.J.R.* Two contrasting granite types // *Pacific Geol.* 1974. V.8. P.173–174
- Chappell B.W., White A.J.R.* I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. 1992. V.83. P.1-26
- Chen Y., Courtillot V., Cogne J.P., Besse J., Yang Z., Enkin R.* The configuration of Asia prior to the collision of India: Cretaceous paleomagnetic constraints // *J. Geophys. Res.* 1993. V.98. P.21927-21941
- Clemens J.D.* The granulite-granite connection // *Granulites and Crustal Evolution*. D.Vielzeuf, Ph.Vidal – eds. Kluwer: Dordrecht, 1990. P.25–36
- Clemens J.D., Mawer C.K.* Granite magma transport by fracture propagation // *Tectonophysics*. 1992. V.204. P.339-360

- Clemens J.D., Petford N.* Granitic melt viscosity and silicic magma dynamics in contrasting tectonic settings // *J. Geol. Soc. London*. 1999. V.156. P.1057-1060
- Cocherie A., Rossi P., Fouillac A.M., Vidal P.* Crust and mantle contributions to granite genesis – an example from the Variscan Batholith of Corsica, France, studied by trace element and Nd-Sr-O isotope systematics // *Chem. Geol.* 1994. V.115. №3-4. P. 173-211
- Coleman R.G., Donato M.M.* Oceanic plagiogranites revised // *Trondjemites, Dacites and Related Rocks*. F.Barker – ed. N.-Y.: Elsevier, 1979. P.149-168
- Collins W.J.* Lachlan Fold Belts granitoids: products of three-component mixing // *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 1996. V.87. P.171-181
- Condie K.C.* Geochemistry of Proterozoic granitic plutons from New Mexico, USA // *Chem. Geol.* 1978. V.21. P.131-149
- Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V.104. P.1-37
- Condie K.C.* Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V.163. P.97-108
- Condie K.C., Shadel C.A.* An early Proterozoic volcanic arc succession in southeastern Wyoming // *Can. J. Sci.* 1984. V.21. P.415-427
- Condie K.C., Wilks M., Rosen O.M., Zlobin V.L.* Geochemistry of metasediments from Hahschan series, eastern Anabar shield, Siberia // *Precambrian Res.* 1991. V.50. P.37-47
- Crawford M.B., Windley B.F.* Leucogranites of the Hymalaya/Karakorum: implications for magmatic evolution within collisional belts and the study of collision-related leucogranite petrogenesis // *J. Volcanology and Geotherm. Res.* 1990. V.44. P.1-19
- Creaser R.A., Price R.C., Wormald R.J.* A-type granite revisited: assessment of a residual-source model // *Geology*. 1991. V.19. P.163-166
- Davies J.H., von Blanckenburg F.* Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V.129. P.85-102
- De Sigoyer J., Guillot S., Lardeaux J.M., Mascle G.* Glaucofane-bearing eclogites in the Tso Morari dome (eastern Ladakh, Northwestern Himalaya) // *European J. Mineralogy*. 1997. V.9. P.1073-1083
- Dewey J.F.* Extensional collapse of orogens // *Tectonics*. 1988. V.7. P.1123-1139
- Dietrich V., Gansser A.* The leucogranites of the Bhutan Himalaya (crustal anatexis versus mantle melting) // *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. 1981. V.61. P.177-202
- Douce A.E. P., Harris N.* Experimental Constraints on Himalayan Anatexis // *J. Petrology*. 1998. V.39. №4. P.689-710
- Eby G.N.* The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // *Lithos*. 1990. V.26. P.115-134
- Eklund O., Konopelko D., Rutanen H., Fröjdo S., Shebanov A.D.* 1,8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield // *Lithos*. 1998. V.45. №1-4. P.87-108
- Elliot B.A., Tapani Rämö, O., Nironen M.* Mineral chemistry constraints on the evolution of the 1,88–1,87 Ga post-kinematic granite plutons in the central Finland granitoid complex // *Lithos*. 1998. V.45. №1-4. P.109-129

- Elsasser W.M.* Two layer model of upper-mantle circulation // *J. Geoph. Res.* 1971. V.76. P.4744-4753
- Emslie R.F.* Proterozoic anorthosite massifs // *The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic provinces.* A.Tobi, J.L.R. Touret – eds. NATO ASI, Ser.C. Reidel Dordrecht. 1985. V.158. P.39-60
- England P.C., Thompson B.* Pressure–temperature–time paths of regional metamorphism, I. // *J. Petrol.* 1984. V.25. Pt.4. P.894-955
- Escher A., Watterson J.* Stretching fabrics, folds and crustal shortening // *Tectonophysics.* 1974. V.22. P.223-231
- Escola P.* The problem of mantled gneiss domes // *Quart. J. Geol. Soc. London.* 1948. V.104. P.461-493
- Ewart A., Hawkesworth C.J.* The Pleistocene – Recent Tonga-Kermadec arc lavas: interpretation of new isotopic and rare earth data in terms of depleted mantle source // *J. Petrol.* 1987. V.28. P.495-530
- Fedorovsky V.S., Zakariadze G.S., Likchachev A.B., Silant'ev S.A.* Collisional collage of the Caledonides of Olkchon region (Western coast of Baikal Lake): Structure and geodynamic interpretation // *Abstract of Zonenshain conference on plate tectonics.* Kiel: GEOMAR, 1995. P.67-68
- Feng R., Kerrich R.* Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi sothern volcanic zone and the Pontiac subprovince, Superior Province, Canada: implications for tectonic history and source regions // *Chem. Geol.* 1992. V.98. P.23-70
- Flagler P.A., Spray J.G.* Generation of plagiogranite by amphibolite anatexis in oceanic shear zones // *Geology.* 1991. V.19. P.70-73
- Forsyth D., Ueda S.* On the relative importance of the driving forces of plate motion // *Geophys. J. Res., Astronomy Soc.* 1975. V.43. P.163-200
- Francheteau J., Jaupart C., Shen X., Kang W., Lee D., Bai J., Wei H., Deng H.* High heat flow in southern Tibet // *Nature.* 1984. V.307. P.32-36
- Frezzotti, M.-L.* Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology // *Lithos.* 2001. V.55. №1-4. P.273-299
- Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Frost C.D.* Evidence for extensive proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia // *Precambrian Res.* 1998. V.89. №1-2. P.1-23
- Ganguly J., Dasgupta S., Cheng W., Neogi S.* Exhumation history of a section of the Sikkim Himalayas, India: records in the metamorphic mineral equilibria and compositional zoning of garnet // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V.183. №3-4. P.471-486
- Gansser A.* Facts and theories on the Himalayas // *J. Geol. Soc. India.* 1993. V.41. P.487-508
- Gao S., Zhang B.-R., Luo T.-C. et al.* Chemical composition of the continental crust in the Qinling Orogenic Belt and its adjacent North China and Yangtze cratons // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1992. V.56. P.3933-3950
- Gardien V., Thompson A. B., Ulmer P.* Melting of Biotite + Plagioclase + Quartz Gneisses: the Role of H₂O in the Stability of Amphibole // *J. Petrol.* 2000. V.41. №5. P.651-666
- Gautam P., Rasler W.* Depositional chronology and fabric of Siwalik group sediments in Central Nepal from magnetostratigraphy and magnetic anisotropy // *J. Asian Earth Sci.* 1999. V.17. №5-6. P.659-682

- Gaziz C., Lanphere M., Taylor Jr., H.P., Gurbanov A.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of the Chegem ash flow caldera and the Eljurtá granite: cooling of two Late Pliocene igneous bodies in the Greater Caucasus Mountains, Russia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V.134. P.377-391
- Green H.W., Griggs D.T., Christee J.M.* Syntectonic and annealing recrystallization of fine grained quartz aggregates // *Experimental and natural rock deformation.* Springer. 1970. P.272-335
- Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P.* The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian craton // *Tectonophysics.* 1999. V.310. P.1-35
- Griffin T.J., Page R.W., Sheppard S., Tyler I.M.* Tectonic implications of Palaeoproterozoic post-collisional, high-K felsic igneous rocks from the Kimberley region of north-western Australia // *Precambrian Res.* 2000. V.101. P.1-23
- Guillot S., de Sigoyer J., Mascle G., Pecher A.* Transition from continental Subduction to collision during the India-Asia convergence // *J. Conf. Abstracts. EUG10.* Cambridge Publications, 1999. V.4. №1. P.52
- Harris N.B.W., Inger S.* Trace element modelling of pelite-derived magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. V.110. P.46-56
- Harris L.B., Burg J.P., Suanie S.* Strain distribution within the Pardalhan nappe (Montagne Noire France) and structure of its basal thrust zone: implications for events associated with nappe emplacement // *J. Struct. Geol.* 1983. V.5. №3-4. P.431-440
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G.* Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // *Collision Tectonics.* M.P.Coward, A.C.Ries – eds. Geol. Soc. London: Spec. Publ., 1986. №19. P.67-81
- Harris N., Prince C., Vance, D.* Fluids and Crustal Melting During Orogeny // *Electronic Geosciences Online Publication* 6 January 21, 2000a.
- Harris N., Vance D., Ayres M.* From sediment to granite: timescales of anatexis in the upper crust // *Chemical Geology.* 2000b. V.162. №2. P.155-167
- Harrison T.M., Lovera O.S., Grove M.* New insights into the origin of two contrasting granite belts // *Geology.* 1997. V.25. №10. P.899-902
- Hess J.C., Lippolt H.J., Gurbanov A.G., Michalsky I.* The cooling history of the late Pliocene Eldzhurtinskiy granite (Caucasus, Russia) and the thermochronological potential of grain-size/age relationships // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V.117. P.393-406
- Hoffman P.F.* United plates of America, the birth of craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1988. V.16. P.543-603
- Holzer L., Frei R., Barton J.M., Jr.* Unraveling the record of successive high grade events in the Central Zone of the Limpopo belt using Pb single phase dating of metamorphic minerals // *Precambrian Res.* 1998. V.87. №1-2. P.87-115
- Hooper P.R.* The «a» lineation and the trend of the Caledonides of northern Norway // *Nor. Geol. Tidsskr.* 1968. V.48. P.261-268
- Hurtado J.M., Hodges K.V.* Exhumational history of the Mustang and Mugu granites of the central Nepal Himalaya // *Abstr. AGU Fall Meeting.* 2000. T.51C-01
- Jahn B.-M., Auvray B., Shen Q.H., et al.* Archaean crustal evolution in China: the Taishan Complex and evidence for juvenile crustal addition from long-term depleted mantle // *Precambrian Res.* 1988. V.38. P.381-403

- Jahn B.-M., Gruau G., Capdevila R., Cornichet J., Nemchin A., Pidgeon R., Rudnik V.A.* Archean crustal evolution of the Aldan Shield, Siberia: geochemical and isotopic constraints // *Precambrian Res.* 1998. V.91. P.333-363
- Jain A.K., Kumar D., Singh S., Kumar A., Lal N.* Timing, quantification and tectonic modelling of Pliocene-Quaternary movements in the NW Himalaya: evidence from fission track dating // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V.179. №3-4. P.437-451
- Jung S., Hoernes S., Mezger K.* Geochronology and petrology of migmatites from the Proterozoic Damara Belt – importance of episodic fluid-present disequilibrium melting and consequences for granite petrology // *Lithos.* 2000. V.51. P.153-179
- Kay R.W., Kay M.* Delamination and delimitation magmatism // *Tectonophysics.* 1993. V.219. P.177-189
- Kola-Ojo O., Meissner R.* Southern Tibet: its deep seismic structure and some tectonic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2001. V.19. №1-2. P.249-256
- Kouamelen A.N., Delor C., Peucat J.-J.* Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the Early Proterozoic (2,1 Ga) in the western Cote d'Ivoire (Man Rise – West African craton) // *Precambrian Res.* 1997. V.86. №3-4. P.177-199
- Kral J., Gurbanov A.G.* Apatite fission track data from the Great Caucasus pre-Alpine basement // *Chem. Erde.* 1996. V.56. P.177-192
- Kriegsman L.M.* Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites // *Lithos.* 2001. V.56. №1. P.75-96
- Krogh T.E.* A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V.37. №3. P.485
- Kröner A., Jaekel P., Brandl G., Nemchin F.F., Pidgeon R.T.* Single zircons ages for granitoid gneisses in the Central Zone of the Limpopo belt, Southern Africa and geodynamic significance // *Precambrian Res.* 1999. V.93. №4. P.299-337
- Kusky T.M., Polat A.* Growth of granite-greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean cratons // *Tectonophysics.* 1999. V.305. P.43-73
- Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krinsky R.Sh.* The origin of the 1,73–1,70 Ga anorogenic Ukan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // *Ann. Acad. Bras. Ci.* 1997. V.69. №3. P.295-312
- Le Maitre R.W.* – ed. Classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Sci. Publ. Oxford. 1989. 193 p.
- Lipman P.W., Bogatkov O.A., Tsvetkov A.A.* et al. 2,8 Ma ash-flow caldera at Chegem river in the northern Caucasus mountains (Russia), contemporaneous granites, and associated ore deposits // *J. Volcanology and Geothermal Res.* 1993. V.57. P.85-124
- Lombardo B., Rolfo F.* Two contrasting eclogite types in the Himalayas: implications for the Himalayan orogeny // *J. Geodynamics.* 2000. V.30. P.37-60
- Mann A.C.* Trace elements geochemistry of high alumina basalt-andesite-dacite-rhyodacite lavas of the Main Volcanic Series of Santorini Volcano, Greece // *Contrib. Miner. Petrol.* 1983. V.84. P.43-57
- Martin H.* Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland // *J. Petrol.* 1987. V.28. Pt.5. P.921-953
- McDonough V.R., McNicoll V.J., Schetselar E.M.* Age and kinematics of crustal shortening and escape in a two sided oblique slip collisional and magmatic orogen,

- Paleoproterozoic Taltson magmatic zone, northeastern Alberta // Alberta basement transects workshop. G.M.Ross – ed. LITHOPROBE Report. №47. University of British Columbia, 1995. P.264-309
- McKenna L.W., Walker J.D.* Geochemistry of crustally derived leucocratic igneous rocks from the Ulugh Muztagh area, Northern Tibet and their implications for the formation of the Tibetan Plateau // *J. Geoph. Res.* 1990. V.95. №B13. P.21483-21502
- Meissner R.* The continental crust: a geophysical approach. London: Academic Press Inc., 1986. 426 p.
- Miller C., Klotzli U., Frank W., Thöni M., Grasemann B.* Proterozoic crustal evolution in the NW Himalaya (India) as recorded by circa 1,80 Ga mafic and 1,84 Ga granitic magmatism // *Precambrian Res.* 2000. V.103. P.191-206
- Mock C., Arnaud N.O., Cantagrel J.-M.* An early unroofing in northeastern Tibet? Constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermobarometry on granitoids from eastern Kunlun range (Qianhai, NW China) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V.171. №1. P.107-122
- Molnar P., Chen W.-P., Padovani E.* Calculated temperatures in overthrust terranes and possible combinations of heat sources responsible for the Tertiary granites in the Greater Himalaya // *J. Geoph. Res.* 1983. V.88. №B8. P.6415-6429
- Montel J.M., Marignac C., Barbey P., Pichavant M.* Thermobarometry and granite genesis: the Hercynian low-P, high-T Velay anatectic dome, French Massif Central // *J. Metamorph. Geol.* 1992. V.10. №1-15. P.331-340
- Nakajima T.* Cretaceous granitoids in SW Japan and their bearing on the crust-forming process in the eastern Eurasian margin // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth sciences.* 1996. V.87. P.183-189
- Nash W.P.* Phosphate minerals in terrestrial igneous rocks and metamorphic rocks // *Phosphate minerals.* J.O.Nriagu, P.B.Moore – eds. Berlin: Springer-Verlag, 1984. P.215-241
- Nelson K.D., Zhao W., Brown L.D., et al.* Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of Project INDEPTH results // *Science.* 1996. V.274. P.1684-1688
- Nironen M., Elliott B.A., Ramo O.T.* 1,88–1,87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence // *Lithos.* 2000. V.53. P.37–58
- Ohlander B., Mellquist C., Skiöld T.* Sm-Nd isotope evidence of a collisional event in the Precambrian of northern Sweden // *Precambrian Res.* 1999. V.93. №1. P.105-117
- Owens, T.J., Zand G.* Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution // *Nature.* 1997. V.387. P.37-43
- Park R.G., Tarney J., Connelly J.N.* The Loch Maree Group: Palaeoproterozoic subduction—accretion complex in the Lewisian of NW Scotland // *Precambrian Res.* 2001. V.105. №2-4. P.205-226
- Partzsch G.M., Schilling F.R., Arndt J.* The influence of partial melting on the electrical behavior of crustal rocks: laboratory examinations, model calculations and geological interpretations // *Tectonophysics.* 2000. V.317. P.189–203
- Patzelt A., Li H., Wang J., Appel E.* Paleomagnetism of Cretaceous to Tertiary sediments from Southern Tibet: evidence for the extent of the southern margin of India prior to the collision with Eurasia // *Tectonophysics.* 1996. V.259. P.259-284
- Pearce J.A.* Sources and settings of granitic rocks // *Episodes.* 1996. V.19.№4. P.120-125

- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V.25. Pt.4. P.956-983
- Percival J.A., Fountain D.M., Salisbury M.H.* Exposed crustal sections as windows on the lower crust // *Continental lower crust.* D.M.Fountain, R.J.Arculus, R.W.Kay – eds. Amsterdam: Elsevier, 1992. P.317-362
- Pham V.H., Boyer D., Therme P., Xue C.Y., Li, L.m Guo Y.Y.J., et al.* Partial melting zones in the crust in southern Tibet from magnetelluric results // *Nature.* 1984. V.319. P.310-314
- Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A.* The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // *Tectonophysics.* 1989. V.161. P.1-21
- Pitcher W.S.* Granite: typology, geological environment and melting relationships // *Migmatites, melting and metamorphism.* London: Shiva Geol. Series, 1983. P.277-285
- Polino R., Ruffini R., Koronovsky N., Demina L.V.* Collision related volcanism in Great Caucasus and Alpine Belts: a comparison // *EUG10. J. Conference Abstracts.* Cambridge Publications, 1999. V.4. №1. P.693
- Polino R., Sèbier M., Kiritchko Yu., Korsakov S., Koronovsky N., Panina, L.* Inheritance of Mesozoic extensional structures for the collisional evolution of the North Caucasus foredeeps // *EUG9. Abstracts. Terra Nova,* 1997. V.9. P.35
- Polyak B.G., Tolstikhin I.N., Kamensky I. L., et al.* Helium isotopes, tectonics and heat flow in the Northern Caucasus // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2000. V.64. №11. P.1925–1944
- Ramberg H.* Gravity, deformation and the Earth crust. London: Academic Press, 1981. 276 p.
- Ramsay J.G.* Folding and fracturing of rocks. N.-Y.: McGraw Hill, 1967. 568 p.
- Riller U., Schwerdtner W.M., Halls H.C., Card K.D.* Transpressive tectonism in the eastern Penokean orogen, Canada: consequences for Proterozoic crustal kinematics and continental fragmentation // *Precambrian Res.* 1999. V.93. №1. P.51-70
- Ring U., Kroner A., Touelkeridis.* Paleoproterozoic granulite-facies metamorphism and granitoid intrusions in the Ubendian-Usagaran orogen of northern Malawi, east-central Africa // *Precambrian Res.* 1997. V.85. №1-2. P.27-51
- Roedder E.* Reviews in mineralogy. Mineralogical Society of America, 1984. V.12. 664 p.
- Rogers J.J.W., Greenberg J.K.* Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major and trace element chemistry and possible origins // *J. Geology.* 1990. V.98. №3. P.291-309
- Rosen O.M.* Two geochemically different types of Precambrian crust in the Anabar shield, North Siberia // *Precambrian Res.* 1989. V.45. P.129-142
- Rosen O.M.* Geochemistry of granulites and the Archean sialic crust formation in the Anabar shield (northern Siberia) // *High grade metamorphics.* S.S.Augustithis – ed. Athens, Greece: Theophrastus Publications SA, 1992. P.69-102
- Rosen O.M.* Metamorphic effects of tectonic movements at the lower crust level: Proterozoic collision zones and terranes of the Anabar Shield // *Geotectonics.* 1995a. V.29. №2. P.91-101
- Rosen O.M.* Accretion processes in the ancient cratons formation: nondeveloped problem in Russian geology // *5th Zonenshain Intern. Conference on plate tectonics.* Moscow: Inst. Oceanology RAS, 1995b. P.82-83

- Rosen O.M.* Lower continental crust exhumed: granulite grade terranes and amphibolite grade shear zones in the Anabar shield, Polar Siberia // Basement tectonics – 11. O.Oncken, C.Janssen – eds. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 1996. P.67-77
- Rosen O.M.* Lower crust depletion under continental collision and granite melt out: Caucasus as a case study // Goldschmidt Conference Abstracts. Toulouse, France: Université Paul Sabatier, 1998. P.17-19
- Rosen O.M., Rachkov V.S., Sonyushkin V.T.* Metasomatism and partial melting of tectonites and origin of granites in shear-belts of the Anabar shield (North Siberia) // Geologicky zbornik – Geologica Carpatica, Bratislava. 1990. V.41. №6. P.693-708
- Rosen O.M., Nozhkin A.D., Condie K.C.* Active margin of the Tungus protocontinent in the early Proterozoic: the earliest shoreline of the Paleoasian ocean? // 4th Int. Symp on dynamic evolution of Paleoaasian ocean. N.L.Dobretsov, N.A.Berzin – eds. Novosibirsk: UIGGM, 1993. P.117
- Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.* Archean and early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // Archean crustal evolution. K.C.Condie – ed. Amsterdam: Elsevier, 1994. P.411-459
- Rosen P.M., Fedorovsky V.S.* Origin of collisional granites and granite-gneiss domains // Geodinamics and metallogeny: theory and implication for applied. E.V.Mezelovskiy, A.F.Morozov, G.S.Gusev, V.S.Popov – eds. Moscow: GEOKART, 2000. P.13-30
- Rudnick R.L.* Xenoliths – Samples of the lower continental crust // Continental lower crust. D.M.Fountain, R.J.Arculus, R.W.Kay – eds. Amsterdam: Elsevier, 1992. P.269-317
- Rudnick R.L., Fountain D.M.* Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // Rev. Geophys., Amer. Geophys. Union. 1995. V.33. №3. P.267-309
- Rutter E.H., Brodie K.H.* Rheology of the lower crust // Continental lower crust. D.M.Fountain, R.J.Arculus, R.W.Kay – eds. Amsterdam: Elsevier, 1992. P.201-268
- Sander B.* Petrofabrics and orogenesis // Amer. J. Sci. 1934. Ser.5. V.28. P.37-50
- Sanderson D.J.* The development of fold axes oblique to the regional trend // Tectonophysics. 1973. V.16. P.55-70
- Sawyer E.W.* The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions // J. Petrol. 1987. V.28. Pt.3. P.445-473
- Scaillet B., Holtz F., Pichavant M.* Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas-1. Volcanic-plutonic association // J. Geoph. Res. 1998. V.B103. P.27257-27266
- Schaller M., Steinger O., Studer I., Holzer L., Herwegh M., Kramers J.D.* Exhumation of Limpopo central zone granulites and dextral transcurrent movement at 2,0 Ga along the Palara shear zone, Northern Province, South Africa // Precambrian Res. 1999. V.96. P.263-288
- Scott D.J.* An overview of the U-Pb geochronology of the Paleoproterozoic Torngat orogen, Northwestern Canada // Precambrian Res. 1998. V.91. №1-2. P.91-107
- Searle M.P.* Emplacement of Himalayan leucogranites by magma injection along giant sill complexes: examples from the Cho Oyu, Gyachung Kang and Everest leucogranites (Nepal Himalaya) // J. Asian Earth Sci. 1999. V.17. №5-6. P.773-783
- Searle M.P., Windley B.F., Coward M.P., et al.* The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya // Geol. Soc. Amer. Bull. 1987. V.98. P.678-701

- Searle M.P., Crawford M.B., Rex A.J.* Field relations, geochemistry, origin and emplacement of the Baltoro granite, Central Karakoram // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sciences*, 1992. V.83. P.519-538
- Sharkov E.V., Bogina M.M., Quick J.E., Mekhonoshin A.S.* Tectonic blocks of the Precambrian lower crust and upper mantle, Southern Sayan mountains, East Siberia // *Intern. Geology Review*. 1995. V.37. P.81-91
- Shatsky V.S., Rudnick R.I., Jagoutz E.* Mafic granulite xenoliths from Udachnaya pipe, Yakutia: samples of Archean lower crust? // *Deep seated magmatism and evolution of lithosphere of the Siberian platform. Intern. Seminar abstracts. Novosibirsk: Inst. Geol. and Geoph., SB RAS*, 1990. P.35-38
- Shen X., Zhang W., Yang S., Zhang J.* Abnormal thermal structure and related geothermal resources of the Tibetan plateau // *Terrestrial heat flow and geothermal energy in Asia. Oxford and IBH Publishing*, 1994. P.369-387
- Simmons E.C., Hanson G.N.* Geochemistry and origin of anorthosites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1978. V.66. P.119-135
- Snyder D.B., Lucas S.B., McBride J.H.* Crustal and mantle reflectors from Palaeoproterozoic orogens and their relation to arc-continent collisions // *Precambrian crustal evolution in the North Atlantic Region. T.S.Brewer – ed. Geol. Soc. Spec. Publication*. 1996. №112. P.1-23
- St-Onge M.R., Lucas S.B., Scott D.J., Wodicka N.* Upper and lower plate juxtaposition, deformation and metamorphism during crustal convergence, Trans-Hudson orogen (Quebec-Baffin segment), Canada // *Precambrian Res.* 1999. V.93. №1. P.27-49
- Stüwea, K., Fosterb D.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, pressure, temperature and fission track constraints on the age and nature of metamorphism around the main central thrust in the eastern Bhutan Himalaya // *J. Asian Earth Sci.* 2001. V.19. №1-2. P.85-95
- Suman K. De, Chacko T., Creaser R.A., Muehlenbachs K.* Geochemical and Nd-Pb-O isotope systematics of granites from the Taltson Magmatic Zone, NE Alberta: implications for early Proterozoic tectonics in western Laurentia // *Precambrian Res.* 2000. V.102. P.221-249
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins. A.D.Saunders, M.J.Norry – eds. Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 1989. P.313-345
- Sylvester J.* Post-collisional alkaline granites // *J. Geology*. 1989. V.97. P.261-280
- Sylvester P.J.* Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*. 1998. V.45. №1-4. P.29-44
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust; its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, Mass. 1985. 312p.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The geochemical evolution of the continental crust // *Reviews of Geophysics*. 1995. V.33. №2. P.241-265
- Taylor S.R., Campbell I.H., McCulloch M.T., McLennan S.M.* A lower crustal origin for massif-type anorthosites // *Nature*. 1984. V.311. P.372-374
- Tullis J.A., Christie J.M., Griggs D.T.* Microstructures and preferred orientation of experimentally deformed quartzites // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. V.84. P.297-314
- Turner F.J., Weiss L.E.* Structural analysis of metamorphic tectonites. N.-Y.: McGraw Hill, 1963. 545 p.

- Turner S.P., Foden J.D., Morrison, R.S.* Derivation of A-type granite by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthway Ridge, South Australia // *Lithos.* 1992. V.28. P.151-179
- Vanderhaeghe O.* Pervasive melt migration from migmatites to leucogranite in the Shuswap metamorphic core complex, Canada: control of regional deformation // *Tectonophysics.* 1999. V.312. P.35-55
- Vaisanen M., Manttari I., Kriegsman L.M., Hölttä P.* Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland // *Lithos.* 2000. V.54. P.63-81
- Vernon R.H.* Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites // *Lour. & Proceed. Royal Society of New South Wales.* 1983. V.116. P.77-103
- Vielzeuf D., Clemens J.D., Pin C., Moinet E.* Granites, granulites and crustal evolution // *Granulites and Crustal Evolution.* D. Vielzeuf, Ph. Vidal – eds. Kluwer: Dordrecht, 1990. P.59–85
- Voll G.* New work on petrofabrics // *Liverpool Manchester Geol. J.* 1960. V.2-3. P.503-597
- Waight T.E., Maas R., Nicholls I.A.* Geochemical investigations of microgranitoid enclaves in the S-type Cowra Granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia // *Lithos.* 2001. V.56. №2-3. P.165-186
- Wardle R.J., Van Kranendonk M.J.* The Proterozoic Southeastern Churchill Province of Labrador-Quebec, Canada: orogenic development as a consequence of oblique collision and indentation // *Precambrian crustal evolution in the North Atlantic Region.* T.S. Brewer – ed. Geol. Soc. Spec. Publication, 1996. №112. P.137-153
- Watt G.B., Oliver N.H.S., Griffin B.G.* Evidence for reaction-induced microfracturing in granulite facies migmatites // *Geology.* 2000. V.28. №4. P.327-330
- Wedepohl K.H.* The composition of the continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V.59. P.1217-1232
- Whalen J.B., Chappell B.W.* Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold belt, Southeast Australia // *Amer. Miner.* 1988. V.73. P.281-296
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Miner. Petrol.* 1987. V.95. P.407-419
- White S.H.* Difficulties associated with paleo-stress estimates // *Bull. Miner.* 1979. V.102. №2-3. P.210-215
- White A.J.R., Clemens J.D., Holloway J.R., Silver L.T., Chappell B.W., Wall V.J.* S-type granites and their absence in southwestern North America // *Geology.* 1986. V.14. P.115-118
- Whitney J.A.* The origin of granite: the role and source of water in the evolution of granitic magmas // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1988. V.100. P.1886-1897
- Whitehouse M.J., Bridgwater D.* Geochronological constraints on Paleoproterozoic crustal evolution and regional correlations of the northern Outer Hebridean Lewisian complex, Scotland // *Precambrian Res.* 2001. V.105. №2-4. P.227-245
- Whittington A., Foster G., Harris N., Vance D., Ayres V.* Lithostratigraphic correlations in the western Himalaya – an isotopic approach // *Geology.* 1999. V.27. №7. P.577-672
- Wickham S.M.* Crustal anatexis and granite petrogenesis during low pressure regional metamorphism: the Trois Seigneurs Massif, Pyrenees, France // *J. Petrol.* 1987. V.28. P.127-169

- Williams G.D.* Rotation of contemporary folds into the X-direction during overthrust processes in Lakseford, Finmark // *Tectonophysics*. 1978. V.48. P.29-40
- Witteckshen G., Evangelakakis C., Seck H.A., Kroll H., Gurbanov A.G.* Ordering and exsolution processes in Or-rich alkali feldspar megacrysts from the Eldzhurtinski granite (Caucasus) // *Contrib. Miner. Petrol.* 1996. V.124. Iss.1. P.71-81
- Wu T.-W.* Distribution of heat-producing elements in continental crust and granitic magmatism // *Memoir of the Geological Society of China*. 1984. №6. P.210-228
- Yaliniz M.K., Floyd P.A., Goncuoglu M.C.* Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolitic plagiogranites, Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey / *Lithos*. 1998. V.42. №3-4. P.225-240
- Yardley B., Gleeson S., Bruce S., Banks D.* Downward penetrating fluids in crystalline crust: evidence and interpretation // *Abstracts. The 12 Kongsberg seminar Processes at the fluid-rock interactions. The Norwegian Museum of Mining, May 5-7. 1999.* P.12
- Yokoyama T., Nakai S., Wakita Y.* Helium and carbon isotopic compositions of hot springs gases in the Tibetan Plateau // *J. Volc. Geotherm. Res.* 1999. V.88. P.99-107
- York D.* Least squares fitting of straight line // *Canadian J. Phys.* 1966. V.44. P.1079-1086
- Zeck H.P., Kristensen A.B., Williams I.S.* Post-collisional volcanism in a sinking slab setting – crustal anatexis of pyroxene-andesitic magma, Caldear Volcanic Group, Neogene Alboran volcanic province, southeastern Spain // *Lithos*. 1995. V.45. P.499-522
- Zhao G., Wilde A., Cawood P.A., Sun M.* Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution // *Precambrian Res.* 2001. V.107. №1-2. P.45-73
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.* *Geology of the USSR: a plate tectonic synthesis.* B.M.Page – ed. Amer. Geoph. Union. Geodynamics series. Washington D.C. 1989. V.21. 242 p.