



В. С. Федоровский

# НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В.С. ФЕДОРОВСКИЙ

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ  
БАЙКАЛЬСКОЙ  
ГОРНОЙ ОБЛАСТИ  
(геология и условия формирования  
континентальной коры  
в раннем докембрии)

*Труды, вып. 400*



---

МОСКВА  
"НАУКА"  
1985

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

V.S. Fedorovsky

**LOWER PROTEROZOIC OF BAIKAL MOUNTAINS**  
(Geology and Conditions of the continental crust formation  
in the Early 'Precambrian)

*Transactions, vol. 400*

---

Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембри). М.: Наука, 1985. 200 с. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 400).

Рассмотрены проблемы становления первой в геологической истории Восточной Сибири зрелой континентальной коры. Обсуждаются новые схемы стратиграфии, магматизма, метаморфизма и тектоники. Показано, что в Байкальской горной области байкалиды отсутствуют. Здесь преимущественно развиты раннепротерозойские, а не рифейские образования; реконструированы латеральные ряды их структур и формаций. Установлено широкое развитие зеленокаменных поясов, формировавшихся в режиме рифтогенеза. Выделены этапы и стадии континентального корообразования, в котором решающее, глобальное, значение имел раннепротерозойский мегахрон. Сравнительный анализ стадийности дорифейского и фанерозойского процессов формирования земной коры показал их принципиальное единство, заключающееся в преобразовании симатической коры в сиалическую.

Табл. 2, ил. 40, библиогр.: с. 190—196 (203 назв.).

**Редакционная коллегия:**

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),  
член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев*,  
*В.Г. Гербова*, *В.А. Крашенинников*

**Ответственный редактор**

*Н.А. Штрейс*

**Editorial board:**

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief),  
Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences *P. P. Tomofeev*,  
*V. G. Gerbova*, *V. A. Krashennnikov*

**Responsible editor**

*N. A. Shtreis*

## ВВЕДЕНИЕ

Развитие геологической науки за последнюю четверть века представляет удивительный пример бурного натиска новых идей и фактов, кардинально изменивших всю систему традиционных взглядов. Учение о геосинклиналях, созданное более 100 лет назад и казавшееся столь фундаментальным, претерпело значительные деформации, которые коснулись его основных, исходных положений.

В первую очередь нужно упомянуть открытия, сделанные при исследовании океанов. Ломка привычных представлений и драматическое столкновение идей были порождены новой глобальной тектоникой. Какова бы ни была дальнейшая судьба этой теории, но именно она научила геологов мыслить масштабно и смело, дала мощный импульс исследованиям во всех областях геологии.

Изучение Земли из космоса, еще недавно казавшееся фантастикой, на наших глазах стало обычной практикой. Образцы пород, доставленные с Луны, дистанционное исследование Венеры, Марса и других планет стимулировали развитие сравнительной планетологии.

Успехи изотопной геохронологии обусловили, может быть, не такой эффектный, но очевидный сдвиг в сознании специалистов по геологии докембрия, так как они получили наконец в руки инструмент, который безгранично расширил возможности реальной оценки последовательности и продолжительности геологических событий за тем рубежом, который является предельным для палеонтологии.

Естественным следствием этих и многих других разработок и открытий стал резко возросший интерес к проблемам формирования земной коры и ее оболочек. Достижения в изучении океанического дна и зон перехода от океанов к континентам, а также фанерозойских эвгеосинклинальных зон материков открыли возможности для сравнительного анализа, в результате которого стало ясно, что эвгеосинклинальные зоны фанерозоя, составляющие компонент структуры современных материков, в палеоструктуре представляли собой части Мирового океана и что сущность геологического процесса составляет структурно-вещественное преобразование океанической коры в кору континентального типа [Пейве, 1969; Пейве и др., 1976; Тектоника Северной Евразии..., 1980].

Вместе с тем очевидно, что самые большие объемы континентальной коры были созданы не в фанерозое, а в докембрии. Совершенно объективно на это указывает анализ геологических карт всех современных материков. Естественно поэтому, что стремление понять общие закономерности геологического развития, разобраться в последовательности геологических событий, приводящих к возникновению континентальной коры, немыслимо без глубокого изучения раннего докембрия. Именно поэтому проблема формирования континентальной коры на ранних этапах развития Земли выдвинулась в число наиболее актуальных в современной геотектонике и связанных с нею дисциплинах.

Эта книга не претендует на полный обзор проблемы, а тем более на окончательное решение всех ее аспектов. Такие надежды были бы абсолютно нереальны и легкомысленны.



лenny. Я рассматриваю ее как попытку выяснения отдельных задач, синтез которых может помочь наметить пути подхода к более общим целям.

В основе работы — материалы по геологии северного и западного секторов Байкальской горной области. Согласно традиционным представлениям, Байкальская горная область считается тектонотипической местностью байкалид; такие взгляды исходят главным образом из признания позднепротерозойского возраста большинства стратифицированных метаморфических толщ и магматических образований, занимающих здесь, как полагают многие авторы, огромные площади. В процессе исследований, результаты которых обобщены в этой монографии, получены новые данные о господствующем развитии здесь нижнепротерозойских комплексов. Новые схемы стратиграфии, магматизма, метаморфизма и тектоники, разработанные на основе этих данных, свидетельствуют о тектонической стабилизации земной коры севера и запада Байкальской горной области не в позднем докембрии, а в раннем протерозое. Итог этих исследований — вывод об отсутствии байкалид в области их тектонотипа.

Байкальская горная область, как теперь выясняется, принадлежит к числу наиболее крупных площадей Евразии, где формационно разнообразны нижнепротерозойские образования обнажены на поверхности. Это позволяет считать данную территорию одним из наиболее благоприятных объектов для расшифровки процессов становления древнейшей коры континентального типа, так как именно вторая половина раннего докембрия рассматривается многими исследователями как эпоха необычайно сильной глобальной корообразующей гранитизации. Ясно, что подход к решению этих проблем невозможен без предварительного обоснования новой концепции геологического строения Байкальской горной области.

Эти соображения определяют композицию книги. Она состоит из двух частей. В первой из них дано обоснование новых схем стратиграфии, магматизма, метаморфизма и тектоники раннего протерозоя Байкальской горной области; во второй части исходя из этих схем и привлекая сравнительный материал по геологии докембрия других материков предприняты попытки выяснить последовательность этапов формирования зрелой континентальной коры в раннем докембрии и определить геодинамические обстановки, а также сравнить стадийность дорифейского и фанерозойского процессов континентального корообразования.

Фактический материал собран автором в процессе 30-летних исследований нижнепротерозойских и архейских комплексов Восточной Сибири и Дальнего Востока. В Байкальской горной области, где полевые исследования проводились непрерывно с 1961 по 1984 г., особое внимание уделено изучению нижнего протерозоя четырех крупных типов регионов (Олекмо-Витимская горная страна, Патомское нагорье, Западное Прибайкалье, Средневитимская горная страна) общей площадью 300 000 км<sup>2</sup>. При обобщении материалов, кроме собственных данных, использованы и результаты исследований других авторов.

Методика исследований включала систематическое изучение стратиграфии, формационных особенностей и структуры слоистых толщ раннего докембрия, выделение и изучение зон метаморфических несогласий, латеральных рядов структур и формаций. Для межзональных и межрегиональных корреляций использовались методы сравнительного анализа (стратиграфического, формационного, тектонического). При разработке проблем эволюции земной коры применялся метод изучения стадийности процессов континентального корообразования. Все вместе эти методы обусловили историко-геологический подход к решению поставленных задач. При изучении метаморфических пород использована методика парагенетического анализа. Эту работу выполнял С.П. Кориковский, совместные исследования с которым проводились на всех полевых объектах в течение 20 лет; автор занимался разработкой геологических и тектонических аспектов метаморфизма. Физико-химический анализ парагенезисов обеспечивался изучением шлифов (наша шлифотека включает более 35 000 шлифов), химическими, микроскопическими, рентгеноструктурными анализами пород и минералов. Изучение проблемы зеленокаменных поясов проводилось с применением сравнительного анализа

петрохимии вулканитов. Этой проблемой с 1968 г. автор занимался совместно с А.Ф. Грачевым, которому принадлежат составление банка данных по вулканитам (20 000 анализов базальтоидов для всех вариантов геодинамических ситуаций современного и докембрийского вулканизма) и разработка с другими специалистами программ для кластерного анализа.

Проведенные исследования являются частью общей научной программы Геологического института АН СССР и проблемы "Формирование континентальной коры материков", разрабатываемой лабораторией сравнительной тектоники и магматизма.

Импульс для осмысливания под новым углом зрения материалов по геологии юга Восточной Сибири был дан А.В. Пейве и Н.А. Штрейсом в процессе совместной работы над составлением Тектонической карты Северной Евразии. В обсуждении многих аспектов работы участвовали В.А. Глебовицкий, Г.А. Кейльман, Б.М. Келлер, А.Л. Книппер, К.О. Кратц, Ф.А. Летников, Г.И. Макарычев, А.А. Маракушев, М.С. Марков, Ф.П. Митрофанов, А.А. Моссаковский, М.В. Муратов, Д.И. Мусатов, А.Н. Неелов, А.С. Новикова, А.С. Перфильев, Ю.М. Пушаровский, Л.И. Салоп, Ю.М. Соколов, С.М. Тильман, В.Е. Ханин, В.А. Ярмолюк. Полевые исследования проводились совместно с С.П. Кориковским, в отдельные годы — с А.М. Лейтесом, Г.В. Риле, А.А. Савельевым (ГИН АН СССР), А.Ф. Грачевым, Л.Ф. Добржинецкой, Ю.Ф. Соколовой (ИФЗ АН СССР), А.И. Сезько, А.А. Бухаровым (ИЗК АН СССР), В.И. Устиновым (ПГО Иркутскгеология), Г.С. Закариадзе, С.А. Силантьевым (ГЕОХИ АН СССР). Всем перечисленным коллегам из институтов АН СССР и Министерства геологии СССР, НПО Аэрогеология, а также геологам производственных организаций Иркутска, Читы, Хабаровска, принимавшим активное и заинтересованное участие в обсуждении материалов, я искренне признателен.

Я благодарен экипажам вертолетов Бодайбинского авиаотряда, которые в течение многих лет обеспечивали заброски в наиболее удаленные и высокогорные районы. Особая память — о товарище и командире вертолета Ми-8 Е.А. Зайцеве, погибшем в авиакатастрофе в последнем маршруте полевого сезона 1980 г.

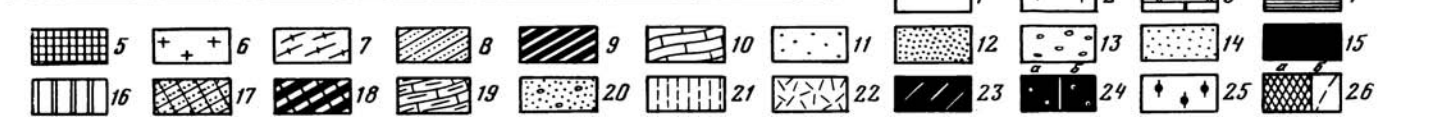


Рис. 19. Схематизированная геологическая карта центральной части Среднеивитимской горной страны. Составили В.С. Федоровский, Г.В. Риле, А.А. Савельев, Л.Ф. Добрынецкая и С.П. Кориковский по материалам собственных исследований с использованием геологических карт различных организаций Мингео СССР

1 — четвертичные отложения долины р. Витим и Муйской рифтовой впадины; 2 — палеозойские гранитоиды; 3 — верхнепротерозойские — нижнекембрийские отложения; 4–26 — нижнепротерозойские образования: 4 — субинтрузивные гранофоровые и микропорфировые граниты, 5 — падринская серия, конгломераты, туфоконгломераты, песчаники, гравелиты, базальты, кислые вулканы, 6 — постметаморфические гранитоиды тельмакского комплекса, 7 — синметаморфические гранитоиды мамско-оронского комплекса, 8–16 — муйский комплекс Делю-Уранской зоны: 8 — правоталланская свита талланской серии, кварциты, кианит-гранат-двуслюдные сланцы, метапесчаники, метаалевролиты, мраморы, metabазальты, редко метадациты, 9 — водораздельная свита талланской серии, кварциты, сланцы, метапесчаники, metabазальты, метадациты, интрузивные полимиктовые метаконгломераты, 10–16 — делю-уранская серия: 10 — усть-уряхская свита, мраморизованные известняки, мраморы, сланцы, редко metabазальты, 11–14 — уряхская свита: верхняя подсвита, флишиоидное переслаивание метапесчаников, метаалевролитов, прослои мраморизованных известняков в Уряхской подзоне, биотитовые, эпидот-биотитовые, эпидот-актинолитовые, гранат-актинолитовые сланцы в Талланской подзоне (11), средняя подсвита, флишиоидное переслаивание метапесчаников, метаалевролитов, мраморов в Уряхской подзоне, актинолитовые сланцы по основным вулканикам, графитоидные сланцы, прослои мраморов в Талланской подзоне (12), флишиоидное переслаивание метапесчаников, метаалевролитов, отдельные горизонты мраморов в Уряхской подзоне, актинолитовые сланцы по основным вулканикам, мраморы в Талланской подзоне (13), уряхская свита нерасчлененная (Джалагунская подзона), филлиты, графитоидные пиритомиктовые сланцы и метапесчаники, метатифлопесчаники, горизонты мраморов, линзы метакератофиров и метакератоидов, metabазальты (14), 15 — даннинская свита, кварциты, кварцевые метаконгломераты, сланцы с гранатом, хлоритом, кианитом, ставролитом, прослои метавулкаников, 16 — тунгус-дабанская свита, гнейсы, сланцы, амфиболиты, железистые кварциты, мигматиты, 17–20 — муйский комплекс Северо-Муйской зоны: 17 — верхнекилийская свита килийской серии, базальтовые и риодацитовые метавулканики, доломитовые мраморы, 18 — нижнекилийская свита килийской серии, метаграваксы, метавулканики, кварциты, интрузивные полимиктовые метаконгломераты, 19 — булундунская свита парамской серии, мраморы, известковистые сланцы, базальтовые и дацитовые метавулканики, 20 — самокутская свита парамской серии, базальт-риодацитовые метавулканики, метапесчаники, мраморы, 21 — витимская серия нерасчлененная (Люнжская подзона), гнейсы, кварциты, амфиболиты, мраморы, 22 — муйский комплекс Каралонской зоны, каралонская серия, базальтовые и риодацитовые метавулканики, прослои мраморизованных известняков, фтанитов, 23 — тоналиты, 24 — габбро (а) и нориты (б), 25 — гипербазиты Парамского массива, 26 — бластомиониты по основным породам (а), разломы (б).

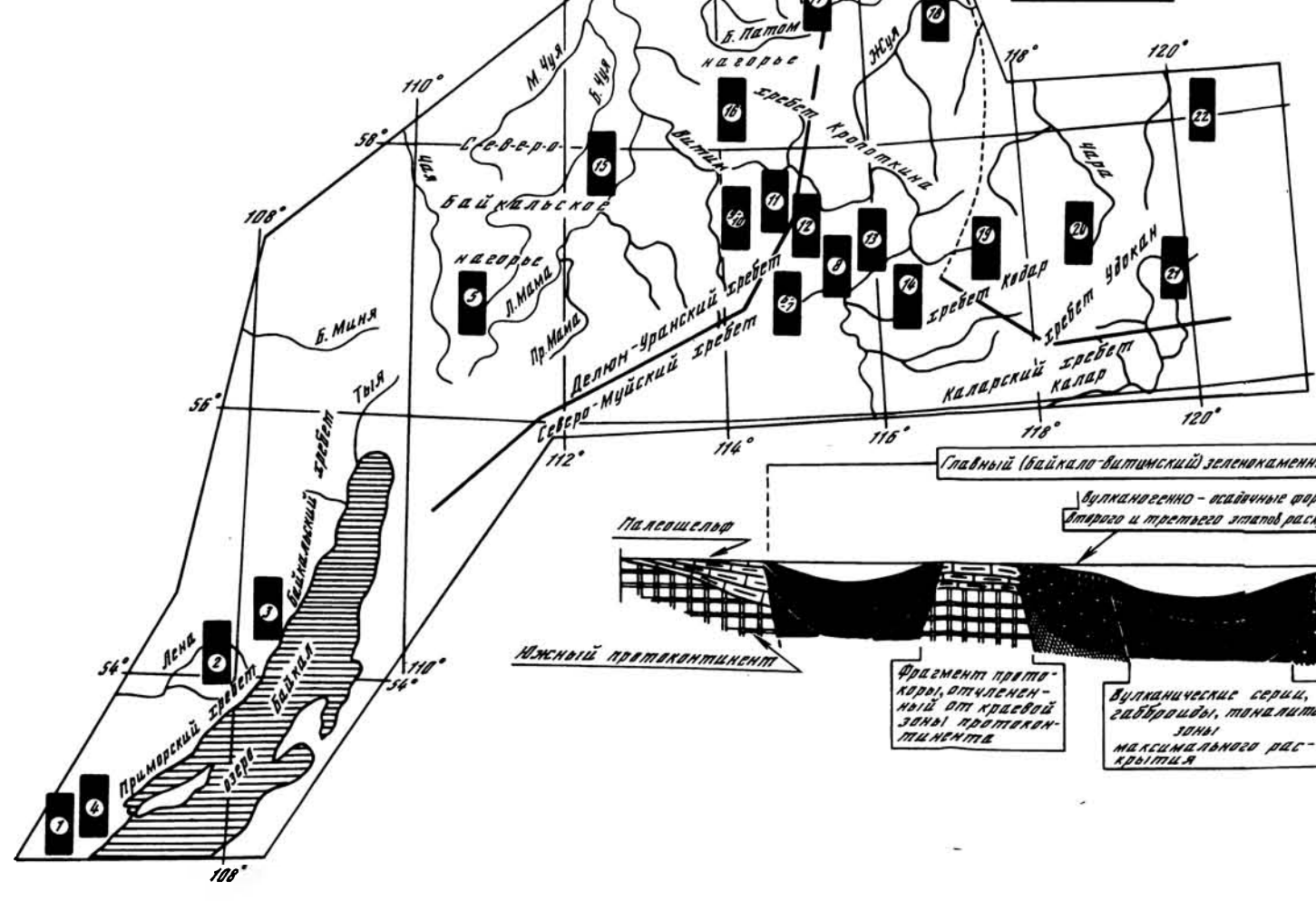
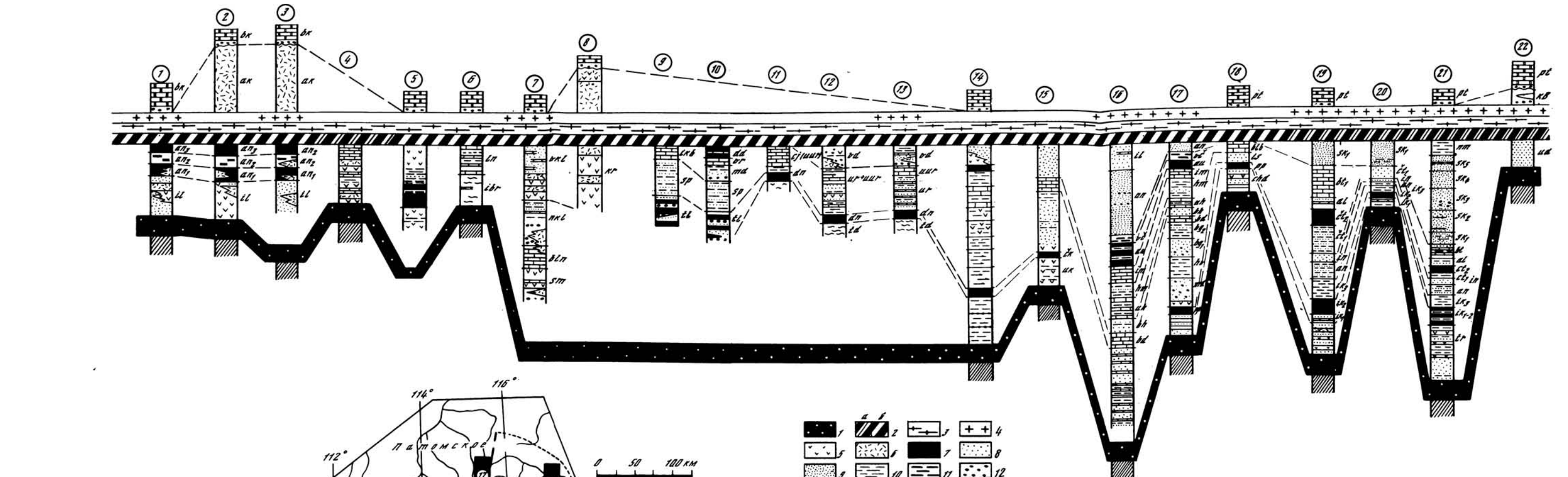
На врезке схема расположения структурно-фашиальных зон в Среднеивитимской горной стране: а–в — Делю-Уранская зона (а — Джалагунская подзона, б — Уряхская подзона, в — Талланская подзона), г — Каралонская зона, д–е — Северо-Муйская зона (д — Самокутская подзона, е — Люнжская подзона)

Рис. 21. Соотношения основных стратифицированных комплексов докембрия, эпох метаморфизма и гранитизации в северном и западном секторах Байкальской горной области

1 — региональный метаморфизм гранулитовой фации; 2 — региональный зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового (а) и кианит-силлиманитового (б) типов; 3 — синметаморфические гранитоиды; 4 — постметаморфические амфибол (пироксен) содержащие порфировидные граниты (рапакиви); 5–6 — эффузивы основного (5) и кислого (6) состава; 7 — кварциты, кварцевые метаконгломераты; 8–9 — песчаники олигомиктовые (8) и полимиктовые (9); 10 — сланцы, метаалевролиты; 11 — сланцы графитистые; 12 — метаконгломераты; 13 — гнейсы разного состава; 14 — мраморы; 15 — железистые метапесчаники (а), джеспилиты (б); 16 — медистые песчаники; 17–18 — сланцы хлоритовые (17) и актинолитовые (18); 19 — архейские кристаллические образования (чарская серия и ее аналоги); 20 — отложения платформенного чехла (верхний протерозой — палеозой). Основные разрезы: 1 — Сарма-Курма, 2 — Анай — Лена Шартайская, 3 — Байкальский хребет и мыс Саган-морин, 4 — Приольхонье, 5 — Олохит-Сынныр, 6 — Люнж, 7 — Сомкут, 8 — Каралон, 9 — Додыхта (север), 10 — Додыхта (юг), 11 — Джалагун — Чаянгра, 12 — Джалагун — Большой Гукит, 13 — Усть-Урях — Витим, 14 — Таллан, 15 — Мама, 16 — Бодайбо, 17 — Сатаха — Жуя, 18 — Истанах — Бульбухта, 19 — х. Кодар, 20 — Чарское поднятие (Ынарга, Быйки), 21 — хр. Удокан, 22 — Кебекта

Рис. 22. Латеральный ряд структур и формаций раннего протерозоя в северном и западном секторах Байкальской горной области

Линия латерального ряда показана на врезке рис. 21



Северный протоконтинент

Палеошельф

Внутренний прогиб

Облачно-карбонатные формации палеошельфа, синхронные толщам Витим и третьего этапа раскрытия в Главном зеленокаменном поясе

Гравитационная формация

Внутреннее поднятие

Гранулит-базальтовая протекора

Листовенные зеленокаменные пояса первого этапа раскрытия. Вулканогенно-облачные и кремнисто-железистые формации

Гранулит-базальтовая протекора

Вулканогенно-облачные и кремнисто-железистые формации первого этапа раскрытия

Вулканогенно-облачные формации второго и третьего этапов раскрытия

Главный (Байкало-Витимский) зеленокаменный пояс

Фрагмент притока, отклоненный от главного (Байкало-Витимского) зеленокаменного пояса

Вулканогенно-облачные формации второго и третьего этапов раскрытия

Вулканогенно-облачные формации второго и третьего этапов раскрытия



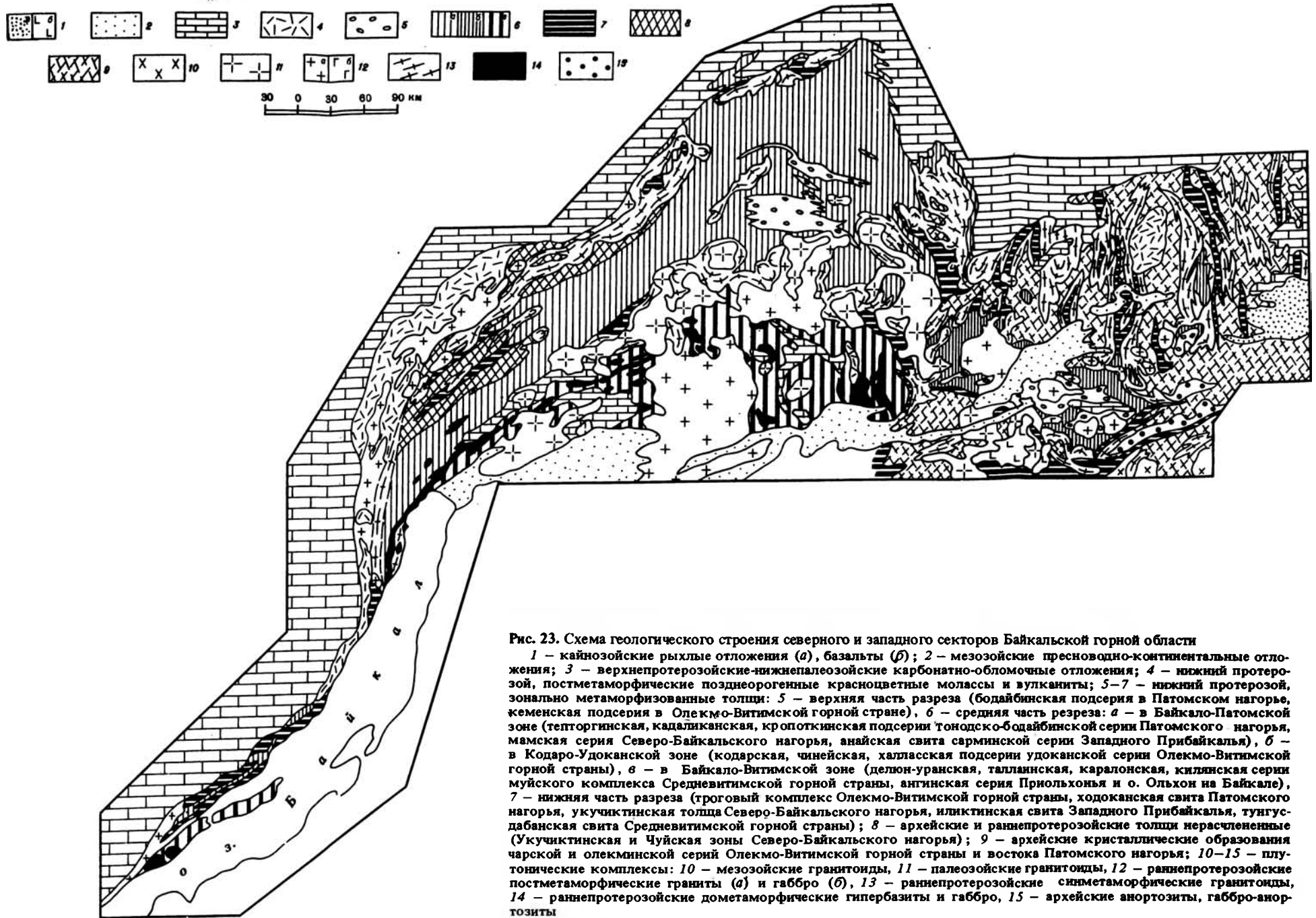


Рис. 23. Схема геологического строения северного и западного секторов Байкальской горной области

1 - кайнозойские рыхлые отложения (а), базальты (б); 2 - мезозойские пресноводно-континентальные отложения; 3 - верхнепротерозойские-нижнепалеозойские карбонатно-обломочные отложения; 4 - нижний протерозой, постметаморфические позднеорогенные красноцветные молассы и вулканиды; 5-7 - нижний протерозой, зонально метаморфизованные толщи: 5 - верхняя часть разреза (бодайбинская подсерия в Патомском нагорье, кеменская подсерия в Олекмо-Витимской горной стране), 6 - средняя часть разреза: а - в Байкало-Патомской зоне (тепторгинская, кадалыканская, кропоткинская подсерии тонодско-бодайбинской серии Патомского нагорья, мамская серия Северо-Байкальского нагорья, анайская свита сарминской серии Западного Прибайкалья), б - в Кодаро-Удоканской зоне (коддарская, чинейская, халтасская подсерии удоканской серии Олекмо-Витимской горной страны), в - в Байкало-Витимской зоне (делон-уранская, талинская, каралонская, килинская серии муйского комплекса Средневитимской горной страны, ангинская серия Приольхонья и о. Ольхон на Байкале), 7 - нижняя часть разреза (троговый комплекс Олекмо-Витимской горной страны, ходоканская свита Патомского нагорья, укучитинская толща Северо-Байкальского нагорья, иликтинская свита Западного Прибайкалья, тунгус-дабанская свита Средневитимской горной страны); 8 - архейские и раннепротерозойские толщи нерасчлененные (Укучитинская и Чуйская зоны Северо-Байкальского нагорья); 9 - архейские кристаллические образования чарской и олекминской серий Олекмо-Витимской горной страны и востока Патомского нагорья; 10-15 - плутонические комплексы: 10 - мезозойские гранитоиды, 11 - палеозойские гранитоиды, 12 - раннепротерозойские постметаморфические граниты (а) и габбро (б), 13 - раннепротерозойские синметаморфические гранитоиды, 14 - раннепротерозойские дометаморфические гипербазиты и габбро, 15 - архейские анортозиты, габбро-анортозиты

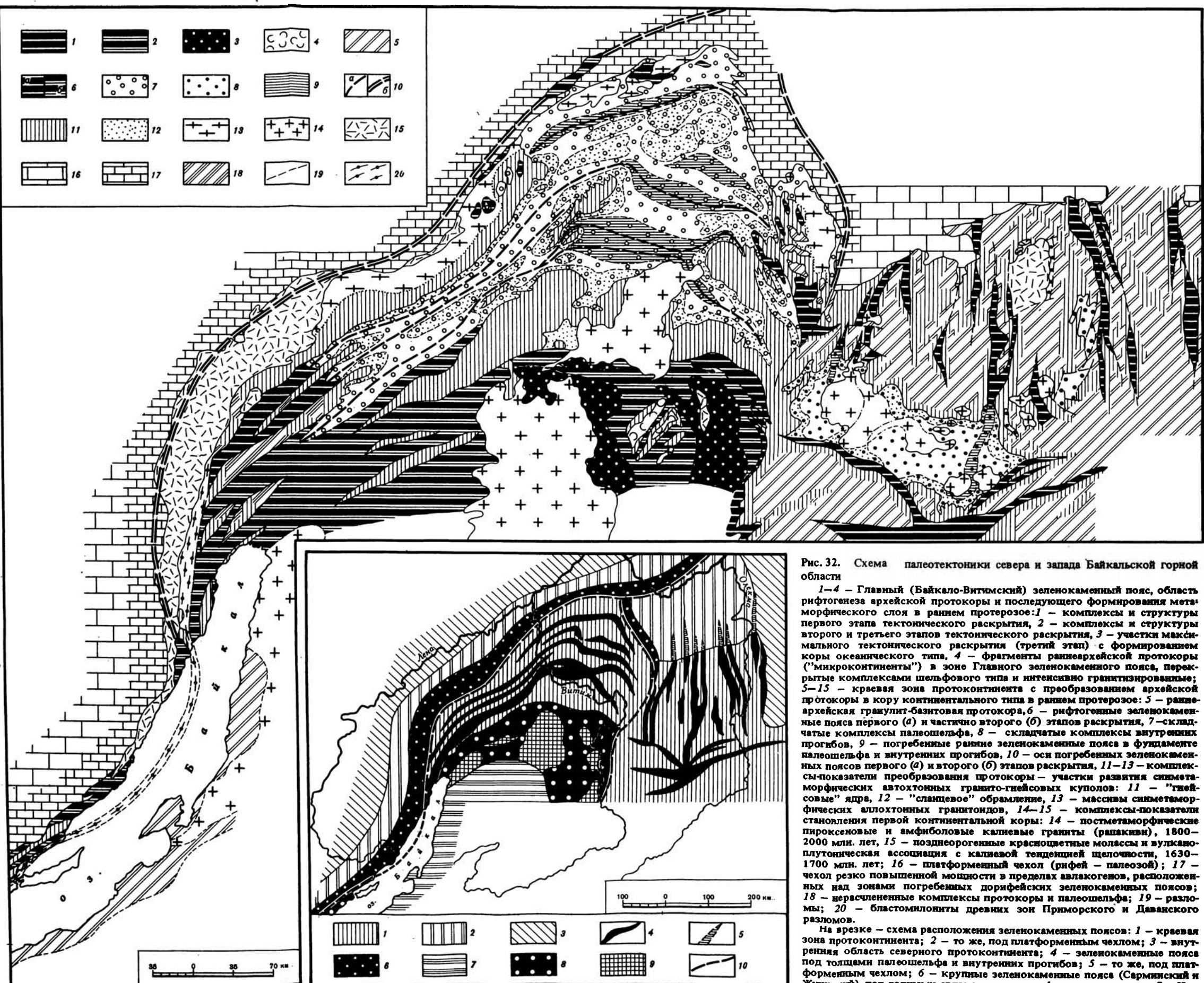


Рис. 32. Схема палеотектоники севера и запада Байкальской горной области

1-4 - Главный (Байкало-Витимский) зеленокаменный пояс, область рифтогенеза архейской протокры и последующего формирования метаморфического слоя в раннем протерозое: 1 - комплексы и структуры первого этапа тектонического раскрытия, 2 - комплексы и структуры второго и третьего этапов тектонического раскрытия, 3 - участки максимального тектонического раскрытия (третий этап) с формированием коры океанического типа, 4 - фрагменты раннеархейской протокры ("микроконтиненты") в зоне Главного зеленокаменного пояса, перекрывающиеся комплексами шельфового типа и интенсивно гранитизированные; 5-15 - краевая зона протоконтинента с преобразованием архейской протокры в кору континентального типа в раннем протерозое: 5 - раннеархейская гранулит-базитовая протокра, 6 - рифтогенные зеленокаменные пояса первого (а) и частично второго (б) этапов раскрытия, 7 - складчатые комплексы палеошельфа, 8 - складчатые комплексы внутренних прогибов, 9 - погребенные ранние зеленокаменные пояса в фундаменте палеошельфа и внутренних прогибов, 10 - оси погребенных зеленокаменных поясов первого (а) и второго (б) этапов раскрытия, 11-13 - комплексы преобразования протокры - участки развития синметаморфических автохтонных гранито-гнейсовых куполов: 11 - "гнейсовые" ядра, 12 - "сланцевое" обрамление, 13 - массивы синметаморфических алохтонных гранитоидов, 14-15 - комплексы-показатели становления первой континентальной коры: 14 - постметаморфические рипаксеновые и амфиболовые калиевые граниты (рапаксены), 1800-2000 млн. лет, 15 - позднеорогенные красноцветные молассы и вулканоплутоническая ассоциация с калиевой тенденцией щелочности, 1630-1700 млн. лет; 16 - платформенный чехол (рифей - палеозой); 17 - чехол резко повышенной мощности в пределах авлакогена, расположенных над зонами погребенных дорифейских зеленокаменных поясов; 18 - нерасчлененные комплексы протокры и палеошельфа; 19 - разломы; 20 - бластомилониты древних зон Приморского и Даванского разломов.

На врезке - схема расположения зеленокаменных поясов: 1 - краевая зона протоконтинента; 2 - то же, под платформенным чехлом; 3 - внутренняя область северного протоконтинента; 4 - зеленокаменные пояса под толщами палеошельфа и внутренних прогибов; 5 - то же, под платформенным чехлом; 6 - крупные зеленокаменные пояса (Сарминский и Жуинский) под толщами авлакогенов и платформенного чехла; 7 - Южный протоконтинент; 8 - Главный зеленокаменный пояс; 9 - фрагменты протокры ("микроконтиненты") в пределах Главного пояса; 10 - крупные сдвиги

# НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ (стратиграфия, метаморфизм, магматизм, тектоника)

Геологическое изучение этой удаленной от Транссибирской магистрали, глубинной и все еще труднодоступной территории Восточной Сибири продолжается уже около 100 лет. Многочисленные материалы, добытые трудом нескольких поколений геологов, позволили выявить господствующее распространение здесь самых разнообразных докембрийских образований. Осмысливание этих данных, естественное желание свя-

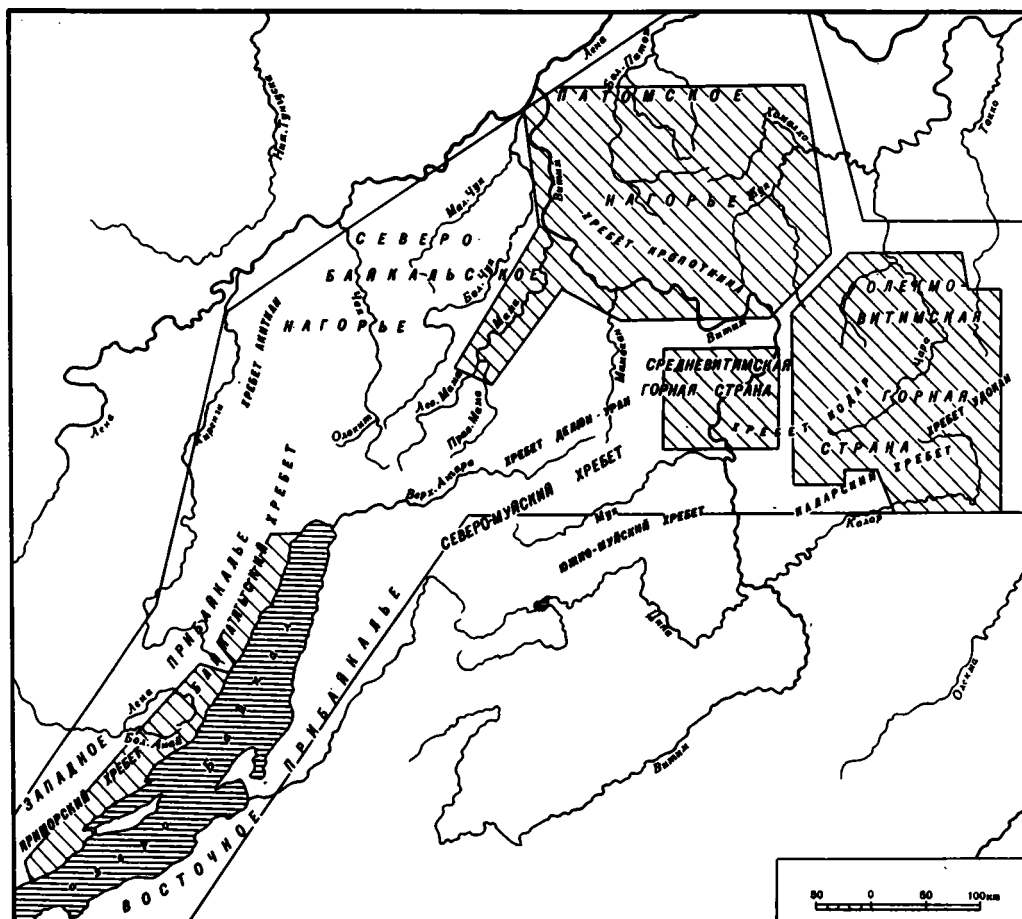


Рис. 1. Орогидрографическая схема северного и западного секторов Байкальской горной области и местоположение основных регионов детальных исследований (заштриховано)

зять между собой разрозненные факты и понять последовательность геологических событий нередко приводили исследователей к разработке самых разных, иногда взаимоисключающих концепций. Наиболее обоснованной и хорошо проработанной казалась концепция байкалитид, ставшая теперь традиционной. В самом существовании байкалитид теперь мало кто сомневается, а многие исследователи, занимающиеся теми или иными локальными вопросами или проблемами геологии докембрия Байкальской горной области, воспринимают сейчас эту концепцию как некую неоспоримую, абсолютную истину.

Между тем появилось уже достаточно много данных, вошедших в противоречие с основными положениями этой гипотезы. В первую очередь сюда нужно отнести результаты стратиграфических, структурно-геологических исследований докембрийских толщ и их регионального метаморфизма. Безуспешны попытки увязать эти данные с общепринятой концепцией — они в корне ей противоречат. По-видимому, назрела необходимость попытаться, освободившись от гипноза традиционных взглядов, осмыслить многочисленные новые и давно известные факты под новым углом зрения.

Одно из основных следствий проведенных экспедиционных и камеральных работ заключается в необходимости частичного или полного пересмотра возраста различных докембрийских комплексов в нескольких регионах рассматриваемой территории. Понятно, что это привело к необходимости разработки иной, чем прежде, схемы геологического строения и тектонического районирования, к кардинальному пересмотру представлений об истории геологического развития Байкальской горной области в докембрии.

В самом общем виде в пределах интересующей нас территории обособляются две главные мегаструктуры: Байкало-Витимский зеленокаменный пояс и окружающий его с севера и запада пояс осадочных бассейнов докембрия. Сначала будет приведена характеристика докембрийских образований обрамления, а затем — зеленокаменного пояса. Географическое районирование показано на рис. 1.

## ГЛАВА ПЕРВАЯ

### ОЛЕКМО-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА (хребты Кодар, Удокан, Каларский, гольцы Бурпала)

Образования раннего докембрия занимают в этом регионе очень большие площади (рис. 2). По возрасту они подразделяются на архейские и нижнепротерозойские. Для разработки единой стратиграфической схемы раннего докембрия всей Байкальской горной области данные по Олекмо-Витимской горной стране имеют ключевое значение.

#### АРХЕЙ

Глубоко метаморфизованный стратифицированный кристаллический комплекс региона выделяется в качестве чарской серии, состоящей из пяти свит. По данным Ю.В. Буфеева, М.З. Глуховского, В.С. Шульгиной и автора [Федоровский, 1972; Глуховский, 1975], в составе нижней (несмуринской) свиты преобладают гиперстеновые, биотит-гиперстеновые, амфибол-гиперстеновые, амфиболовые кристаллические сланцы (1500—3000 м). Эти породы с видимым согласием перекрыты гранат-биотитовыми, гранат-силлиманит-биотитовыми, гранат-кордиерит-биотитовыми (иногда гиперстенсодержащими) гнейсами с подчиненными пачками гиперстен-амфибол-биотитовых, гиперстеновых, амфибол-двупироксеновых и амфиболовых кристаллических сланцев давачанской свиты (1300—3800 м). Стратиграфически выше и согласно залегает имангская свита (2000—3000 м) двупироксеновых кристаллических сланцев и пироксен-амфиболовых гнейсов, мигматизированных разностей этих пород (амфиболовые и биотит-амфи-

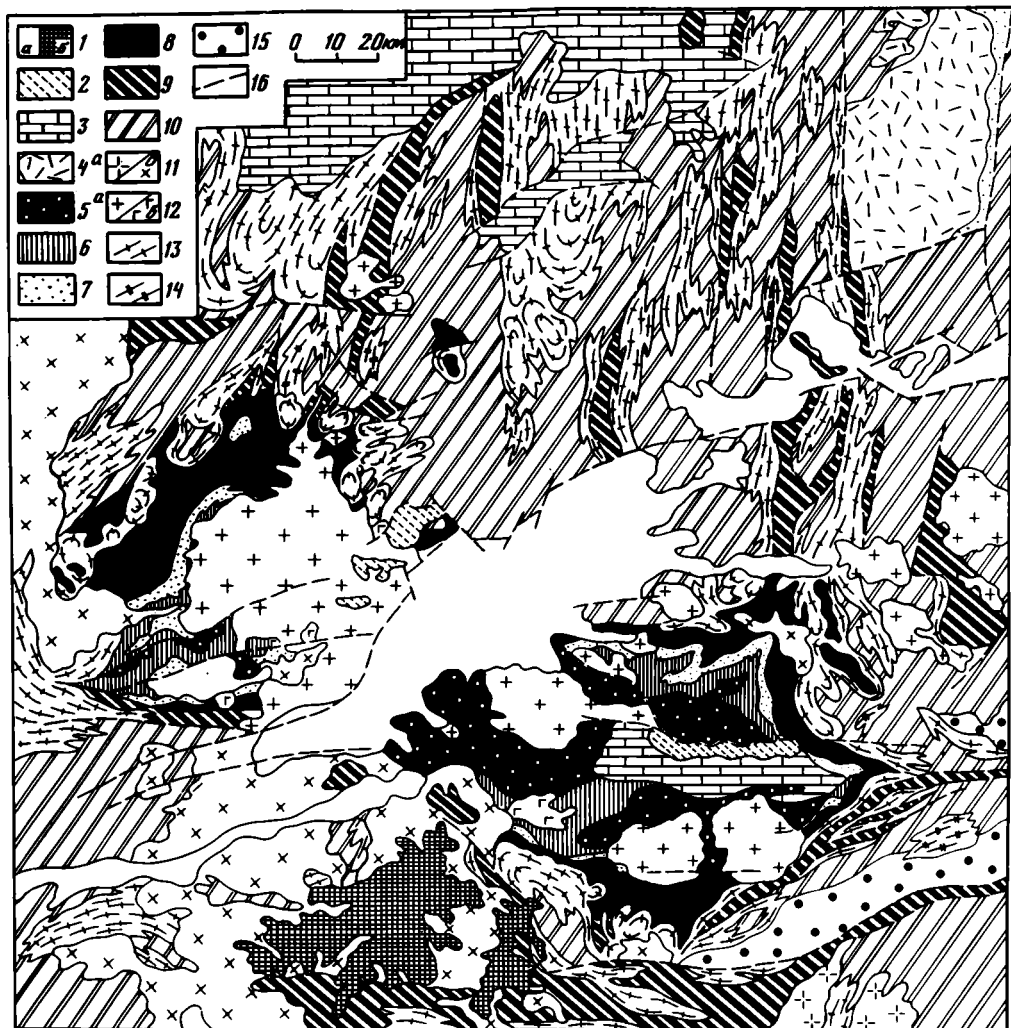


Рис. 2. Геологическая карта центральной части Олекмо-Витимской горной страны ([Федоровский, 1972] с упрощениями)

1 – кайнозойские образования: четвертичные аллювиальные, озерные, ледниковые рыхлые отложения (а), плиоцен-четвертичные базальты. (б); 2 – мезозойские (юрские и нижнемеловые) угленосные отложения; 3 – верхнепротерозойские и палеозойские (кембрий, нижний ордовик) доломиты, известняки, алевролиты, песчаники, конгломераты; 4–9 – нижнепротерозойские стратифицированные образования: 4 – кебектинская свита, красноцветные песчаники, алевролиты, единичные покровы кислых эффузивов, 5–8 – удоканская серия: кеменская подсерия (намингская и сакуханская свиты), метаморфизованные песчаники, в том числе медистые и железистые, пудинги, филлиты (5), халлаская подсерия (бутунская, александровская и верхняя читкандинская свиты), доломитовые мраморы, метаморфизованные алевролиты, песчаники, карбонатные конгломерато-брекчии, кварцитовидные песчаники, медистые песчаники (6), чинейская подсерия (нижняя читкандинская, нийрская свиты), метапесчаники, метаалевролиты, мраморизованные известняки, кварциты и удоканская серия нерасчлененная вне Кодаро-Удоканского прогиба (7), кодарская подсерия (аянская и икабийская свиты), метаалевролиты, метапесчаники, слюдястые сланцы, кварциты, кварцевые метаконгломераты, мраморы (8), 9 – троговый комплекс (олондинская серия), слюдястые сланцы, основные и кислые метаэффузивы, кварциты, железистые кварциты; 10 – архей, чарская серия, гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой фации метаморфизма; 11 – мезозойские гранитоиды (а), палеозойские граниты, граносиениты, нефелиновые сиениты (б); 12–13 – раннепротерозойские plutonические комплексы: 12 – постметаморфические граниты-рапакиви, гранодиориты, кварцевые диориты кодарского комплекса (а), габбро, габбро-диориты, плагиоклазиты, пироксениты чинейского комплекса (б), 13 – синметаморфические автохтонные и аллохтонные гранито-гнейсы, очковые и пегматоидные граниты куандинского и ничатского комплексов; 14 – архейские граниты гипертеновые (чарнокиты и плагиограниты); 15 – архейские габбро-анортозиты, лабрадориты, андезиниты; 16 – разломы



боловые гнейсы), содержащих единичные прослои мраморов. Имангрская свита перекрыта калаканской свитой (3000–5000 м) мигматизированных биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсов (иногда с гиперстеном), амфиболитов. Завершается разрез эвонокитской свитой (2500 м) гранат-биотитовых, гранат-жордиерит-биотитовых (иногда с гиперстеном) гнейсов, гранатовых гранулитов, биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов, амфиболитов.

Метаморфизм пород чарской серии достигает биотит-силлиманитовой субфации гранулитовой фации. По данным С.П. Кориковского [1967], в бедных СаО глиноземистых гнейсах железистость граната достигает 62% (35% пирропа), биотита — 51–78%, гиперстена — 35–40%. Чрезвычайно широко в толщах чарской серии проявлены повторный метаморфизм и гранитизация, синхронные метаморфизму нижнепротерозойских образований, перекрывающих чарскую серию. Возникшие в результате этих процессов полиметаморфические гнейсы и мигматиты характеризуются минеральными ассоциациями амфиболитовой фации, регрессивными по отношению к первоначальным парагенезисам гранулитовой фации.

Плутонические образования архейского возраста представлены анортозитами и гиперстеновыми гранитами (плагиогранитами и чарнокитами). Анортозиты образуют крупный Олекмо-Каларский массив, расположенный в поле развития пород чарской серии. Чарнокиты слагают небольшие массивы. По данным С.П. Кориковского [1967], архейская гранитизация происходила в условиях гранулитовой фации и отличалась повышенной щелочностью. Продукты гранитизации — гастингсит-ортотлазовые, диопсид-ортотлазовые гранито-гнейсы, переходящие в сиениты и гиперстеновые чарнокиты. Распространены также и нормальные по щелочности биотит-амфиболовые и биотитовые гранито-гнейсы, для которых характерна повышенная железистость темноцветных минералов. Массивы чарнокитов тяготеют к полям развития двупироксеновых кристаллических сланцев и анортозитов — пород, наиболее богатых СаО и MgO. Это объясняется явлениями кислотно-основного взаимодействия и повышением активности щелочей мантийного флюида при его взаимодействии с породами, богатыми сильными основаниями. Соответственно при взаимодействии щелочных растворов с породами, бедными СаО (глиноземистые кристаллические сланцы), образуются обычные по щелочности биотит-амфиболовые и биотитовые гранито-гнейсы [Кориковский, 1967, с. 222–223].

Радиометрические датировки гранитоидов, прорывающих чарскую серию, немногочисленны: 2700–2800 млн. лет (U–Th–Pb-метод [Салоп, 1967]), 2935, 3100 млн. лет (K–Ar-метод по слюдам, материалы М.З. Глуховского, каталог НПО Аэрогеология), 3010 млн. лет (Pb-метод по ортиту [Тугаринов и др., 1965]). Все эти данные, однако, устарели. Они получены с применением методов, достоверность которых сегодня подвергается сомнению. Единственная корректная изохронная датировка получена В.И. Виноградовым, А.М. Лейтесом с соавторами [1983] по чарнокитоидам, развивавшимся как по гранулитам рамы, так и по габбро-анортозитам Олекмо-Каларского массива. Возраст чарнокитов определен в 2800 млн. лет и рассматривается авторами публикации как минимально возможная дата. Можно думать, следовательно, что возраст пород чарской серии значительно древнее. Вместе с тем ясно, что указанное значение определяет верхний возрастной предел не только чарнокитов, но и всех других образований, метаморфизованных в гранулитовой фации. Их принадлежность к архею не вызывает сомнений. Но прежде всего об архейском возрасте всех этих образований свидетельствуют многочисленные данные о прорыве гранулитовых комплексов раннепротерозойскими гранитоидами и диафоритический характер наложенного на гранулиты раннепротерозойского регионального метаморфизма.

Тектоническая структура архейских образований, несмотря на крупные размеры закартированных площадей, расшифрована лишь в самом первом приближении. Отсутствие специальных структурных исследований позволяет судить только о наиболее крупных картируемых структурах. Это широкие линейные складки протяженностью в десятки километров. Кодаро-Удоканский прогиб, образованный нижнепротерозойскими отложениями, разделяет архейское поле на два различающихся в структурном

отношении блока. В северном блоке (хр. Кодар) складки архейских толщ ориентированы субмеридионально и совпадают с ориентировкой структур в соседней с востока Олекминской зоне и в центральной части Алданского щита. Основная структура — Дербегелляхский антиклинорий — характеризуется шарниром, погружающимся на юг, в сторону раннепротерозойского Кодаро-Удоканского прогиба. Контуры последнего ориентированы резко дискордантно, поперек оси Дербегелляхского антиклинория. В южном блоке господствует субширотная ориентировка складок архейских толщ, идентичная в целом ориентировке древнейших комплексов Становой зоны, западным продолжением которой и является этот блок. В отличие от северного района дискордантность между контуром раннепротерозойского прогиба и ориентировкой архейских структур фундамента не обнаруживается — они в целом параллельны.

На больших по площади участках структура архея переработана в связи с раннепротерозойской гранитизацией и формированием гранито-гнейсовых куполов. В результате этих процессов первоначальные соотношения архейских и нижнепротерозойских стратифицированных комплексов оказались нарушенными и непосредственному наблюдению не поддаются; практически повсеместно между ними располагаются массивы гранито-гнейсов.

Рассматривая древнейшие в Олекмо-Витимской горной стране кристаллические образования, можно видеть, что в составе чарской серии господствующее развитие (60—80% объема) получили меланократовые породы — основные кристаллические сланцы, амфиболиты. Эти породы в большинстве районов повторно метаморфизованы и гранитизированы в процессе раннепротерозойского тектогенеза [Кориковский, 1967; Федоровский, 1972; Глуховский, 1975]. По существу, это всегда полиметаморфические образования, среди которых сохраняются лишь реликтовые участки существенно основных гранулитов. Как показал С.П. Кориковский [1967], перекристаллизация архейских пород связана не столько с простым диафторезом, т.е. более поздним наложенным метаморфизмом, сколько с мигматизацией, гранитизацией, сопровождавшейся вполне подвижным поведением щелочей, выносом фемических компонентов, прогрессирующим осветлением пород (замещение темноцветных минералов) и их приближением к составу гранито-гнейсов. В бедных СаО гнейсах С.П. Кориковский отмечает замещение магнезиального граната архейских гранулитов железистым гранатом, магнезиального биотита — железистым биотитом, маломинеральность возникавших при мигматизации парagenезисов по сравнению с исходными многоминеральными системами гранулитов, поокисление плагиоклазов, привнос  $K_2O$  и  $Na_2O$ , их подвижность и умеренно низкую активность, вынос и частичную подвижность  $MgO$ , заметную фельдшпатизацию и слабое окварцевание; типичны неравновесные структуры минералов, прямо свидетельствующие о их образовании в результате мигматизации. Другая группа пород — основные, богатые СаО гнейсы — образуется в процессе мигматизации и повторной кристаллизации архейских двупироксеновых гнейсов и кристаллосланцев. Как и в глиноземистых, бедных СаО породах, устанавливается подвижное поведение щелочей и их привнос потоком трансмагматических растворов. В пироксеновых гранулитах развиваются роговая обманка и биотит, происходит поокисление плагиоклаза (нормальная зональность плагиоклаза с более основным ядром), минеральный состав постепенно приближается к гранито-гнейсу. С.П. Кориковский приходит к заключению, что выделяемые в мигматизированных толщах "ступени равновесия связаны не с температурой, а с режимом щелочности, причем каждая последующая степень приближает исходную породу к граниту" [Кориковский, 1967, с. 159].

Если попытаться "снять" эффект этих наложенных явлений, то господствующая роль меланократовых пород в строении архейских толщ станет абсолютно очевидной. При исследовании разреза чарской серии выяснилось, что в самой нижней его части располагаются основные кристаллические сланцы. Никаких пород гранитного состава, которые находились бы стратиграфически ниже этих образований, не обнаружено, и поэтому судить о их присутствии, даже в предположительной форме, нет оснований. Присутствие в составе чарской серии незначительного количества глиноземистых пород и кварцитов

не обязательно, как иногда думают, указывает на размыв более древних сиалических пород. Прежде всего неизвестно, имеют ли подобные глиноземистые сланцы и кварциты осадочный генезис, но даже если признать такую возможность, то не исключено, что их формирование происходило за счет многократной сепарации пород основного состава в условиях химически агрессивной среды [Фролова, 1951; Салоп, 1967, 1973].

Вопросы гранитообразования и механизм становления "гранитного" слоя земной коры будут обсуждаться во второй части работы. Здесь отметим лишь, что значительная часть объема "гранитного" слоя, как показывают материалы по геологии Олекмо-Витимской горной страны, возникла не в архее, а в раннем протерозое в результате фильтрации трансмагматических щелочных растворов (мантийного флюида) через толщу существенно основных по составу гранулитов. Эта фильтрация сопровождалась перекристаллизацией гранулитов и их гранитизацией.

Сходные с чарской серией по составу и строению разрезов кристаллические образования получили очень широкое развитие на юге Восточной Сибири, за пределами рассматриваемого региона. Они занимают обширные площади на крыже Зверева, в центральной и восточной частях Станового хребта, в Джутджуре, северных отрогах хр. Тукурингра. Для всех этих территорий, как и для Олекмо-Витимской горной страны, в архее был характерен симатический тип земной коры.

В последнее время [Богомолова, Тимофеев, 1983] появились данные о распространении на востоке Олекмо-Витимской горной страны тоналит-трондьемитовых комплексов. Они обнаружены в поле развития пород так называемой олекминской серии архея. Соотношения пород олекминской и чарской серий до сих пор точно не известны, хотя принадлежность тех и других к архею обычно не оспаривается. Вместе с тем если данные о существенно магматическом составе олекминской серии подтвердятся, то, во-первых, потребуется ревизия представлений о стратификации этой серии и, во-вторых, остро встанет вопрос о соотношениях тоналит-трондьемитового комплекса (серых гнейсов) с гранулитами чарской серии. Решение этой проблемы далеко выходит за рамки регионального значения. Представляется, что попытки выяснить этот вопрос путем простого переосмысливания старых фактов не будут иметь успеха. Здесь необходимы новые исследования. Можно ожидать, что и представления о стратиграфии чарской серии окажутся поколебленными.

## НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

### Стратиграфия

Открытие протерозойских осадочно-метаморфических образований в Олекмо-Витимской горной стране принадлежит Е.В. Павловскому [1933], впервые выделившему здесь удоканскую "свиту". Дальнейшие интенсивные геологические исследования в регионе с конца 40-х годов были стимулированы открытием Удоканского месторождения медистых песчаников. Результаты первого этапа этих работ, проводившихся большим коллективом геологов, были обобщены Л.И. Салопом [1964, 1967], который разработал стратиграфическую схему удоканской серии и впервые доказал ее нижнепротерозойский возраст. Были высказаны две точки зрения на условия формирования удоканской серии: согласно одной из них [Салоп, 1964], накопление осадочных толщ нижнего протерозоя происходило в пределах миогеосинклинальной зоны, согласно другой [Лейтес, 1965] — в протоплатформенном прогибе. А.Ф. Петров [1976] обсуждает возможность отнесения серии к орогенным образованиям. Анализ тектоники будет приведен ниже. Здесь же отметим, что в 1967 г. в Олекмо-Витимской горной стране автором был выделен еще один, подстилающий удоканскую серию "троговой" комплекс нижнепротерозойских отложений [Федоровский, 1968а, 1972; Федоровский, Лейтес, 1968а], который в региональных стратиграфических схемах получил впоследствии наименование "олондинская серия" или расчленялся на ряд самостоятельных серий с другими наименованиями. Таким образом, в свете современных данных, разрез нижнего протерозоя

розоя Олекмо-Витимской горной страны состоит из двух частей. Нижняя объединяет вулканогенно-терригенную и кремнисто-железистую формации трогового комплекса шовных прогибов (рифтов, рифтогенных зеленокаменных поясов [Грачев, Федоровский, 1970, 1980]), верхняя — терригенную меденосную формацию удоканской серии внутреннего Кодаро-Удоканского прогиба [Салоп, 1964; Медистые отложения... , 1966; Федоровский, 1972].

**Троговый комплекс.** Эти образования прежде либо не выделялись из состава архейской чарской толщи [Салоп, 1964], либо картировались как удоканская серия, блокированная в грабенах (М.З. Глуховский). В первой работе, посвященной описанию трогов [Федоровский, Лейтес, 1968а], было показано, что верхняя часть разреза трогового комплекса является фациальным аналогом самой нижней — икабийской — свиты удоканской серии, в то время как остальная, большая часть его разреза располагается стратиграфически ниже и отражает самостоятельный этап развития территории.

Стратиграфия трогового комплекса разработана лишь в самых общих чертах. Дело в том, что сами трогги представляют собой узкие шовные структуры, ограниченные разломами и протягивающиеся на десятки и даже сотни километров при ширине, на порядок отличающейся от длины. Базальные горизонты комплекса достоверно никем не наблюдались. Стратиграфические разрезы отдельных трогов не всегда сопоставимы между собой, а нередко и резко отличаются друг от друга. По-видимому, это не случайно, так как многие данные говорят о том, что формирование комплекса происходило не в виде сплошного чехла, а именно в отдельных, изолированных друг от друга прогибах, что и объясняет различия в разрезах той или иной структуры.

Строение разреза каждого отдельного трога показано в более ранней работе автора [Федоровский, 1972], и повторять здесь это описание нет необходимости. Целесообразно, по-видимому, привести обобщенную характеристику вещественного состава комплекса и попытаться установить общие закономерности стратиграфии, тектоники и метаморфизма этих образований.

Набор пород, составляющих троговый комплекс, отличается исключительной пестротой. Здесь встречаются разнообразные слюдястые сланцы, нередко содержащие гранат, кордиерит, силлиманит, графит, актинолитовые, хлорит-актинолитовые, актинолит-гранатовые, куммингтонитовые, тальк-хлоритовые, жедритовые, роговообманковые и магнетит-роговообманковые сланцы, амфиболиты, гранатовые амфиболиты (значительная часть амфиболитов представляет собой метаморфизованные вулканиды основного состава), метадиабазы, метафельзиты. В последние годы среди вулканидов трогового комплекса обнаружены перидотитовые и базальтовые коматиты [Неелов, Милькевич, 1979; данные В.А. Кудрявцева]. Обычны метапесчаники и метаалевролиты, встречаются разнообразные гнейсы, гранатиты. В качестве редких прослоев присутствуют метаконгломераты. Специфическая черта разрезов — присутствие мощных пластов кварцитов (мономинеральных, а также с гранатом, куммингтонитом, андалузитом, силлиманитом), железистых кварцитов. Редкие прослои образуют мраморы.

Все эти породы группируются в две формации: вулканогенно-обломочную и кремнисто-железистую. Распределение их в разрезе на первый взгляд не подчиняется какой-либо закономерности. При внимательном просмотре можно однако видеть, что разрезы имеют циклическое строение. В нижней части циклов, которые многократно повторяются, располагаются амфиболиты по основным лавам, а в средней и верхней частях — метаморфические сланцы по основным и кислым пирокластическим породам и исходным осадочным (глиноземистым) породам, а также кварциты и железистые кварциты. Мощность таких циклов разнообразна: десятки и сотни метров, реже — до километра. Железорудная формация достигает 100–150 м при мощности отдельных пластов от 1 до 30 м. Пласты слабо выдерживаются по простиранию, обычно резкие фациальные изменения пород, что, в свою очередь, не только затрудняет корреляцию между отдельными трогами, но и нередко препятствует составлению разрезов внутри каждой из этих структур. Общая видимая мощность трогового комплекса в хр. Удокан 2000–2500, в хр. Кодар — до 3000 м.



Аналоги трогового комплекса присутствуют во многих районах восточной части Олекмо-Витимской горной страны (бассейны рек Олекма и Токко). Здесь они выделяются различными авторами под разными названиями: верхнеархейская борсалинская серия [Миронюк, 1966; Петров, 1976], нижнепротерозойские олондинская (субганская, тургурчинская) и тасмизлинская серии [Петров, 1976; Березкин, 1971; и др.].

**Удоканская серия.** Отложения серии участвуют в строении крупного Кодаро-Удоканского прогиба. Различные по площади поля развития этих пород, блокированные в грабенах, известны восточнее прогиба, в бассейне р. Олекмы. Изучение разреза, сравнительный анализ распределения фаций и мощностей отложений позволили выяснить, что в процессе осадконакопления в центральной части Кодаро-Удоканского прогиба существовало внутреннее Чарское поднятие, разделявшее прогиб на две почти равные по площади подзоны: Кодарскую и Удоканскую [Федоровский, 1972]. Основы современной стратиграфической схемы удоканской серии были разработаны Л.И. Салопом [1964]. В пределах хр. Удокан его схема и сейчас принимается без каких-либо принципиальных изменений. Вместе с тем первоначальные представления о строении разреза серии в хр. Кодар были значительно изменены в результате последующих работ, что привело к пересмотру стратотипического разреза серии и выработке новой сводной схемы ее стратиграфии [Федоровский, 1968а,б, 1972].

Прежде чем привести характеристику удоканской серии, нужно отметить, что при картировании свит, выделенных в ее составе, обнаруживается в целом концентрический структурный рисунок, причем по направлению от периферии Кодаро-Удоканского прогиба к его центру появляются все более молодые свиты. В связи с этим, несмотря на достаточно высокую степень детальности стратиграфических исследований, не всегда удается наблюдать характер фациальных изменений тех или иных свит и горизонтов: нижние свиты разреза серии не обнажены в центральной части прогиба, а верхние — на его периферии. Поэтому выводы о стиле изменений серии нередко основаны на экстраполяции тех тенденций, которые установлены на отрезках хотя и значительной протяженности, но все же не охватывающих весь прогиб.

На рис. 3 показан реставрированный доскладчатый профиль через Кодаро-Удоканский прогиб, дающий общее представление о конседиментационном стиле его структуры. Характеристику разреза серии целесообразно привести по направлению от одного края прогиба к другому — тенденции фациальных изменений станут тогда наиболее очевидными.

В разрезе удоканской серии традиционно [Салоп, 1964] выделяются три подсерии: нижняя (кодарская), средняя (чинейская) и верхняя (кеменская). Геологические материалы указывают на необходимость разделения средней подсерии на две — чинейскую и халласскую.

Объем нижней подсерии разными исследователями понимается неодинаково. Л.И. Салоп полагает, что в хр. Кодар разрез удоканской серии наращивается вниз по сравнению с ее стратотипом в хр. Удокан еще тремя свитами — боруряхской, ортуряхской и сыгытхинской. Исследования, проведенные в хр. Кодар позднее [Федоровский, 1968б], привели к необходимости иной интерпретации складчатой структуры толщ, развитых в хр. Кодар (рис. 4), и как следствие к пересмотру разреза удоканской серии этой территории. В бассейне р. Халлас, где прежде был составлен опорный разрез серии Кодарского хребта, было обнаружено опрокинутое залегание пород на крыле антиклинорной структуры. Об этом свидетельствуют перевернутое положение ритмичной слоистости, косой слоистости, знаков волновой ряби, данные геологического картирования. Последовательность напластования здесь обратна той, которая предполагалась Л.И. Салопом. Выяснилось, что три самые нижние свиты в схеме этого автора соответствуют более молодым компонентам стратотипического разреза удоканской серии и в связи с этим должны быть упразднены в сводной стратиграфической колонке.

Итак, в разрезе удоканской серии предлагается выделять четыре подсерии. Нижняя, кодарская, подсерия состоит из двух свит: икабийской и аянской.

**И к а б и й с к а я с в и т а** после обнаружения в ее составе ранее неизвестных гру-

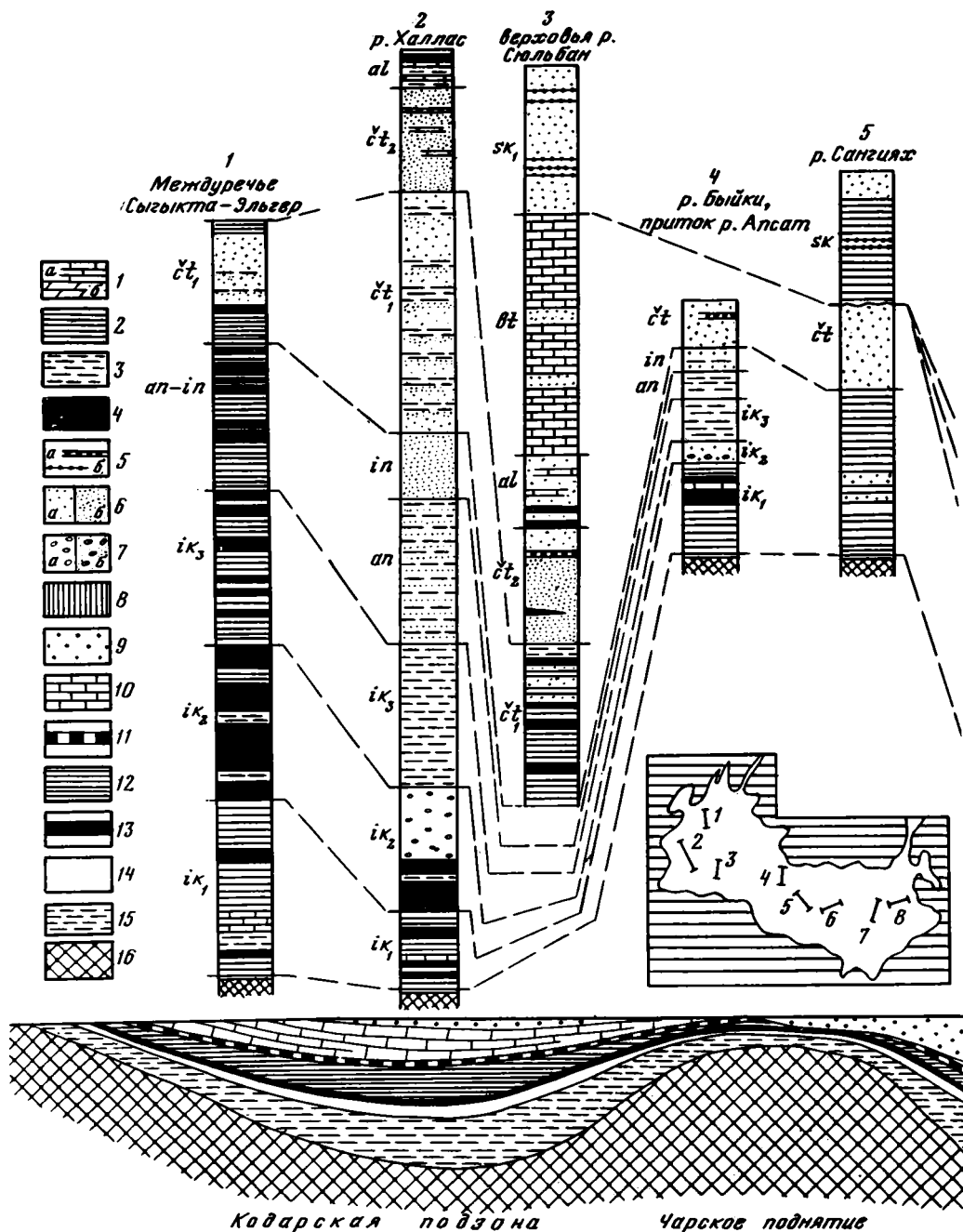
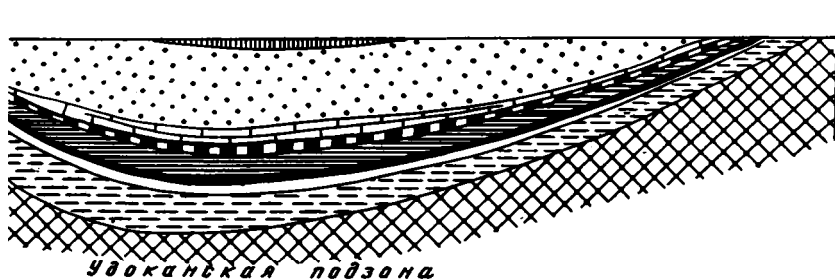
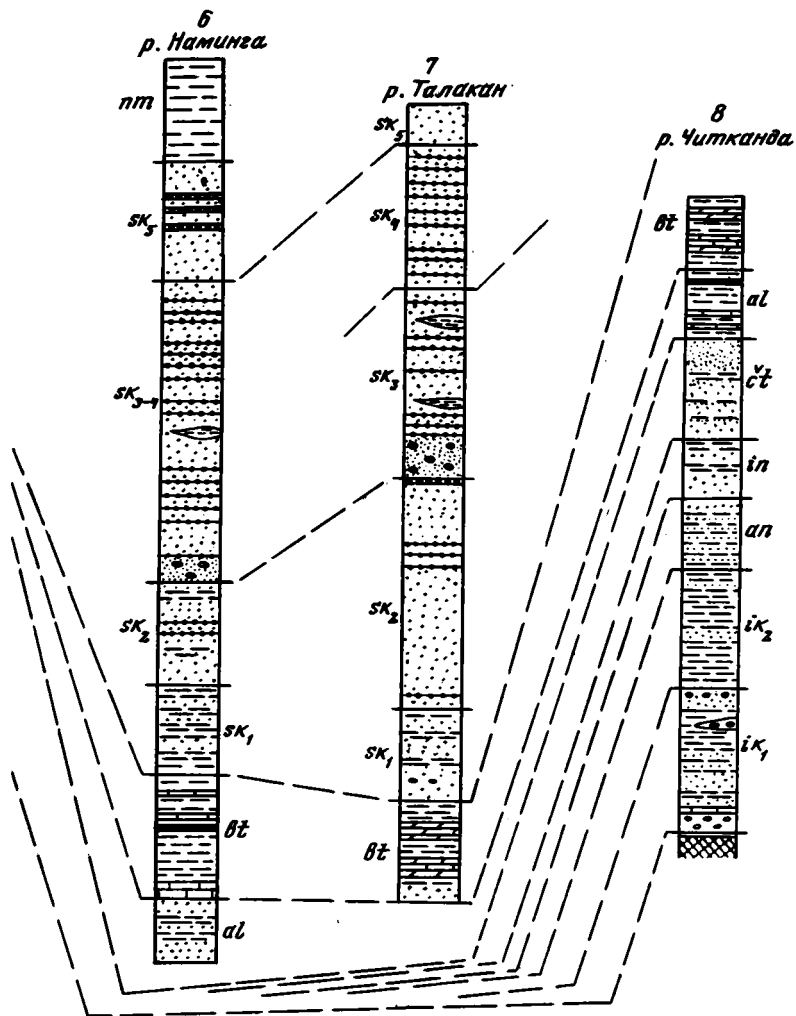


Рис. 3. Схема корреляции разрезов удоканской серии и схематически реставрированный профиль бассейна седиментации

1 - мраморизованные известняки (а), доломиты (б); 2 - слюдистые сланцы с гранатом, андалузитом, кордиеритом, силлиманитом; 3 - металевролиты; 4 - мономинеральные кварциты, кварциты с андалузитом, ставролитом, силлиманитом; 5 - метапесчаники медистые (а), железистые (б); 6 - метапесчаники разнозернистые олигомиктовые (а), кварцитовидные (б); 7 - мета-конгломераты, пудинги и метагравелиты кварцевые (а), полимиктовые (б); 8-15 - свиты удоканской серии (на профиле): 8 - намингская, 9 - сакуканская, 10 - бутунская, 11 - александровская, 12 - читкандинская, 13 - инырская, 14 - аянская, 15 - икабийская; 16 - чарская серия архея



бообломочных пород и выяснения их положения в разрезе была расчленена на две под-  
 свиты в Удоканской подзоне и на три подсвиты — в Кодарской подзоне. В Удоканской  
 подзоне нижняя подсвита сложена метаморфизованными кварцевыми песчаниками, гра-  
 велитами, конгломератами, кварцитами, метаалевролитами, слюдистыми сланцами и  
 карбонатными породами. Грубообломочные породы сконцентрированы в верхней  
 части разреза подсвиты, тогда как в ее нижней части они подчинены разнообразным

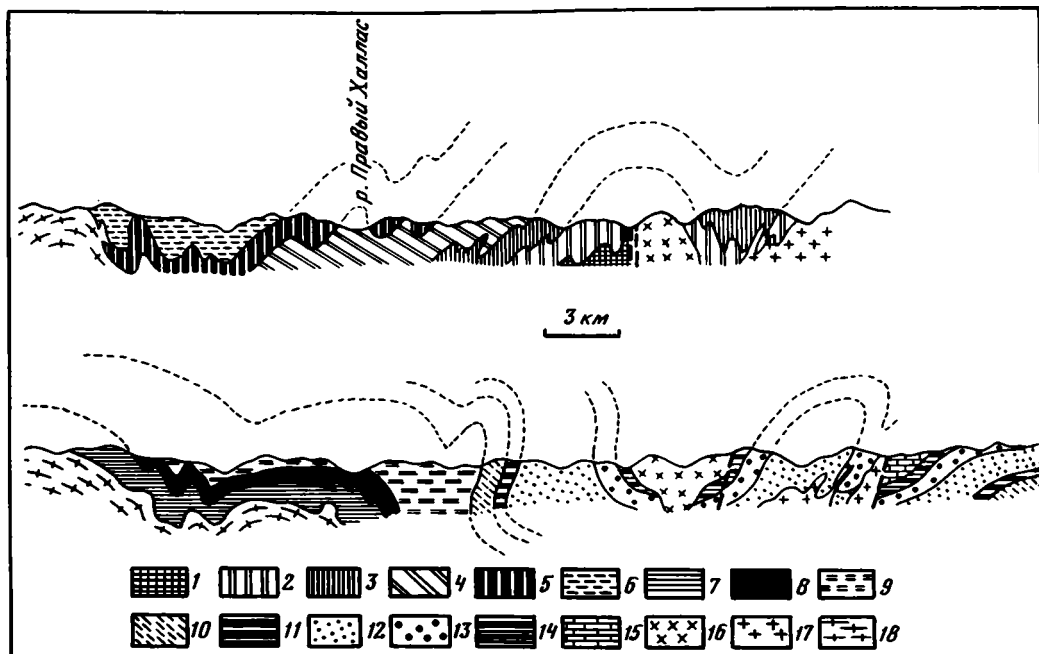


Рис. 4. Интерпретация опорного разреза на р. Халлас (хр. Кодар) по Л.И. Салопу [1964] и В.С. Федоровскому [1972]. Разрезы упрощены и приведены к единому масштабу и рельефу

1–6 – свиты по Л.И. Салопу [1964]: 1 – нижняя, 2 – средняя, 3 – верхняя подсвиты сыгкитинской свиты, 4 – ортурыхская, 5 – борурыхская, 6 – икабийская свиты; 7–15 – свиты по В.С. Федоровскому [1972]: 7 – нижняя, 8 – средняя, 9 – верхняя подсвиты икабийской свиты, 10 – аянская, 11 – инырская, 12 – нижняя читкандинская, 13 – верхняя читкандинская, 14 – александровская, 15 – бутунская свиты; 16 – гранодиориты, граниты; 17 – пегматоидные граниты; 18 – гнейсо-граниты

сланцам. В составе галек конгломератов обнаружены только кварц и кварциты. По площади конгломераты распределены неравномерно: наибольшее их количество установлено в бассейне рек Б. Икабья, Катугин, Кудир. В западном направлении при приближении к Чарскому поднятию конгломераты и гравелиты постепенно замещаются кварцевыми метапесчаниками и слюдястыми сланцами. В этом же направлении происходит и уменьшение мощности подсвиты: от 800–1000 м на востоке подзоны до 400 м на ее западе. Почти во всех изученных разрезах в составе нижней части подсвиты присутствует линзующийся горизонт мраморов и кварцитов переменной мощности (первые метры – 60 м).

В Кодарской подзоне разрез более контрастный; нижней подсвите икабийской свиты стратотипа соответствуют две подсвиты: нижняя и средняя. В строении нижней подсвиты участвуют слюдястые, слюдясто-графитовые сланцы, нередко (в зонах повышенного метаморфизма) содержащие гранат, кордиерит, андалузит, силлиманит. В качестве подчиненных прослоев и горизонтов присутствуют кварциты и мраморы. Последние, как и в Удоканской подзоне, образуют маркирующий горизонт мощностью до 90 м. В условиях абсолютной обнаженности он прослежен в хр. Кодар по простиранию на десятки километров, что позволяет уверенно сопоставлять разобщенные разрезы. В северной части Кодарской подзоны мощность нижней подсвиты равна 750–1000 м. По мере приближения к Чарскому поднятию на юго-востоке подзоны ее мощность резко сокращается и составляет 300–350 м (бассейн р. Ынарга) и 550 м (р. Быйки, приток р. Апасар).

Средняя подсвита в Кодарской подзоне залегает согласно на нижней; она сложена кварцитами, кварцитовидными метапесчаниками, содержащими прослои кварцевых метагравелитов. В небольшом количестве присутствуют глиноземистые сланцы, содер-

жащие графит, силлиманит, кордиерит. Кварцитам принадлежат 50–85% объема подсвиты. Обломочное происхождение этих пород уверенно устанавливается в зонах низкого метаморфизма. В зонах интенсивного метаморфизма, на севере Кодарской подзоны, в составе средней подсвиты часто появляются своеобразные биотитовые микрогнейсы, насыщенные округлыми, сферическими и дискообразными агрегатами кварц-силлиманитового состава размером 1–2, реже 3–5 см. Внешне эти породы очень напоминают конгломераты [Гиммельфарб и др., 1968]. Согласно другой интерпретации кварц-силлиманитовые (фибrolитовые) нодулы представляют собой специфические новообразования по катяшам первоначально глиноземистых пород [Федоровский, 1968а, 1972]. Мощность средней подсвиты на северном фланге подзоны постоянна и равна 900–1000 м; при приближении к Чарскому поднятию она резко сокращается до 130–250 м. В этом же направлении заметно изменяется и состав подсвиты: сокращается количество грубообломочных пород, основную роль в строении разреза играют метаалевролиты и сланцы.

Верхняя подсвита икабийской свиты и в Удоканской, и в Кодарской подзонах характеризуется одинаковым составом: слюдястые сланцы, метаморфизованные (часто пиритонесные) алевролиты, которые в зоне повышенного метаморфизма преобразованы в сланцы, содержащие графит, гранит, кордиерит, андалузит, силлиманит. Редкие прослои образуют метапесчаники и кварциты. Характерная черта разреза – присутствие линз кварц-актинолит-гранат-карбонатных пород. Сохраняется общая тенденция сокращения мощности в Удоканской подзоне по направлению с востока на запад в сторону Чарского поднятия: на северном фланге подзоны – с 720 до 540 м, на южном фланге – с 1000–900 до 700 м. Та же закономерность обнаруживается при изучении разрезов в Кодарской подзоне: 1000 м – на ее северном фланге, 1400 – в центре подзоны, 200–250 м – в районе Чарского поднятия.

Аянская свита согласно залегает на икабийской и сложена метаалевролитами и мелкозернистыми метапесчаниками, образующими тонкие тесно перемежающиеся слои. Встречаются прослои глинистых и углеродисто-глинистых сланцев, линзы кварц-актинолит-карбонатных пород. В песчаниках и алевролитах отмечаются параллельная или волнистая слоистость, следы слабых размывов, знаки волновой ряби, текстуры подводных оползней. Фациальные изменения для аянской свиты не характерны – и в Удоканской, и в Кодарской подзонах она легко распознается по характеру тонкого переслаивания входящих в ее состав пород. Мощность аянской свиты в центральной части Удоканской подзоны равна 650 м, в восточном и западном направлениях она уменьшается до 400–500 м. Сходная картина наблюдается и в Кодарской подзоне: на северном фланге – 500–800 м, в центре – 1050–1150, а на юге, в районе Чарского поднятия – 150 м.

Стратиграфически выше залегают породы чинейской подсерии удоканской серии. Традиционно в ее состав включаются инырская, читкандинская, александровская и бутунская свиты. Вместе с тем характер цикличности разреза, состава и смены тех или иных пород по вертикали указывает на возможность подразделения этой подсерии на две части, каждая из которых сама отвечает рангу подсерии. Необходимость такого расчленения чинейской подсерии давно предложена С.В. Нужновым [1968], и в свете имеющихся данных оно представляется правильным. Правда, неудачным кажется применение этим автором названия новой подсерии (у С.В. Нужнова – серии) – “угуйская”, заимствованном из арсенала названий соседней Олекминской зоны. Более целесообразным представляется дать подсерии местное наименование, например “халлаская подсерия” (по р. Халлас, где изучен опорный разрез удоканской серии района).

Граница между подсериями должна в таком случае проводиться по появлению кварцитовидных песчаников, начинающих новый трансгрессивно-регрессивный цикл. Эта граница, как выясняется, попадает на подошву верхней подсвиты читкандинской свиты прежней схемы. Таким образом, две подсвиты читкандинской свиты должны получить ранг самостоятельных свит, которые во избежание путаницы предлагается называть нижней читкандинской и верхней читкандинской свитами.



В составе чинейской подсерии остаются, таким образом, две свиты инырская и нижняя читкандинская. Инырская свита объединяет мелкозернистые олигомиктовые метапесчаники, содержащие прослои метаалевролитов. На породах аянской свиты они залегают согласно, но с резким контактом. В составе свиты иногда отмечаются кварцевые гравелиты, тяготеющие к низам ее разреза. В Кодарской подзоне породы инырской свиты нередко захватываются ореолами повышенного метаморфизма и в таких участках наблюдаются слюдистые кварцито-сланцы, кварциты, кварц-биотитовые сланцы, нередко содержащие кордиерит, силлиманит, андалузит. В сланцах иногда встречаются глиноземистые кварц-фибrolитовые нодулы, подобные таким же образованиям в породах икабийской свиты. Мощность свиты в Кодарской подзоне сравнима с ее мощностью в Удоканской подзоне (300–400 м). В районе Чарского поднятия она уменьшается в 2 раза (120 м).

Нижняя читкандинская свита завершает разрез чинейской подсерии. В хребте Удокан в ее строении участвуют метаморфизованные песчаники (в том числе медистые) и алевролиты, нередко образующие ритмично чередующиеся пласты. Мощность отдельных ритмов колеблется от 0,1 до 1 м. Вверх по разрезу возрастает степень карбонатности пород (известковистый цемент метапесчаников), появляются единичные прослои и линзы мраморизованных известняков. В породах обычны знаки ряби, косослоистые текстуры, следы оползневых явлений, трещины усыхания. В верхней части разреза отмечаются отложения подводно-дельтового генезиса [Медистые отложения..., 1966]. В центральной части северного фланга Удоканской подзоны мощность нижней читкандинской свиты достигает 800–850 м. В западном и восточном направлениях она сокращается в 2 раза при одновременном изменении разреза свиты: алевролиты постепенно замещаются песчаниками, ритмичность разреза становится выраженной менее контрастно.

В Кодарской подзоне, как и в Удоканской, разрез нижней читкандинской свиты представлен ритмично чередующимися метапесчаниками и метаалевролитами, которые согласно, с резким контактом залегают на кварцитовидных метапесчаниках инырской свиты. Для пород характерны обильная вкрапленность пирита, повышенная известковистость: многочисленные линзы метаморфизованных песчаных известняков. В северной части подзоны, где отмечается усиление степени метаморфизма пород удоканской серии, в составе свиты участвуют слюдистые сланцы с андалузитом, фибrolитом, кордиеритом. Мощность свиты быстро возрастает от периферии (700–1500 м) к центральной части подзоны (2000 м). Наименьшая мощность устанавливается в районе Чарского поднятия.

Следующая выше халлаская подсерия включает верхнюю читкандинскую, александровскую и бутунскую свиты.

Верхняя читкандинская свита отличается заметным участием в строении ее разреза кварцитовидных метапесчаников. В этом отношении она сходна с другими свитами, которые выделяются в основании трансгрессивных мегаритмов (подсерий) — инырской и икабийской. В качестве подчиненных горизонтов и прослоев в составе свиты встречаются известковистые метапесчаники и метаалевролиты. Мощность свиты в Удоканской подзоне невелика — около 200–250 м. В Кодарской подзоне ее разрез довольно однообразен — это кварцитовидные и известковистые метапесчаники (иногда медистые), метаалевролиты. Мощность свиты здесь 700–750 м.

Александровская свита согласно налегает на верхнюю читкандинскую свиту. Она сложена метаморфизованными песчаниками, алевролитами, филлитами, микрокварцитами и кварцитами, доломитами и известняками, находящимися в тесном переслаивании. Широко распространены знаки волновой ряби, местные размывы, трещины усыхания. Встречаются медистые алевролиты и песчаники. Мощность свиты в пределах Удоканской подзоны обычно составляет 400–450 м; она резко сокращается в районе Чарского поднятия (150–200 м). В Кодарской подзоне александровская свита имеет мощность около 500 м и сложена слюдистыми и амфиболовыми сланцами, кварцитовидными и известковистыми метапесчаниками, кварцитами, мраморами.

Бутунская свита располагается стратиграфически выше александровской свиты и связана с ней взаимопереходами. В Удоканской подзоне в строении разреза свиты преобладают металавроволиты и метапесчаники, содержащие мощные горизонты доломитов и известняков (иногда строматолитовых). Количество и мощность карбонатных горизонтов изменчивы, мощность свиты на северном и южном флангах подзоны колеблется от 400 до 900 м. В центральной части подзоны (верховья р. Чины) мощность свиты возрастает до 1150 м. В Кодарской подзоне в составе бутунской свиты (в отличие от ее разреза в Удоканской подзоне) преобладают мраморы и карбонатные конгломерато-брекчии, а известковистые металавроволиты и метапесчаники имеют подчиненное значение. Мощность пачек мраморов достигает здесь нескольких сотен метров. Суммарная мощность свиты колеблется от 700 до 2000 м. Специфическая черта пород бутунской свиты — присутствие в них альбита, а иногда достаточно крупных выходов альбитовых метасоматитов. По мнению Л.И. Салопа [1964], альбитизация связана с былой соленостью бассейна седиментации в бутунское время. Этот вывод оспаривает А.В. Сочава [Петрохимия..., 1983].

Разрез удоканской серии завершает кеменская подсерия, состоящая из двух свит: сакуканской и намингской.

Сакуканская свита широко распространена в пределах Удоканской подзоны. На территории Кодарской подзоны она представлена только своими нижними горизонтами. В северной части Удоканской подзоны сакуканская свита подразделяется на пять подсвит, в южной части подзоны — на три. В различных участках территории наблюдалось налегание сакуканской свиты не только на породы подстилающей бутунской свиты, но и на породы более древних свит разреза удоканской серии — александровской и читкандинской. Отдельные авторы [Глуховский, Миرونюк, 1971] указывают даже на резко несогласные соотношения сакуканской и других свит удоканской серии. Такие представления кажутся сильно преувеличенными. Размыв в основании сакуканской свиты можно считать достаточно надежно документированными. Вместе с тем во многих частях Кодаро-Удоканского прогиба объективно устанавливаются и нормальные согласные соотношения бутунской и сакуканской свит без признаков размыва. Что касается указаний [Глуховский, 1970; Петров, 1976] на присутствие среди песчаников сакуканской свиты плавающих галек гранитоидов куандинского комплекса и как следствие этого вывода, отстаиваемого отдельными авторами, на крупное несогласие внутри разреза удоканской серии и разном возрасте нижней и верхней частей серии, то нужно сказать, что материалы, которые могли бы надежно обосновать такие построения, явно недостаточны. Во-первых, утверждение о принадлежности гранитных галек к куандинскому комплексу исходит лишь из впечатления о внешнем сходстве и с самого начала не было подтверждено ни петрографическими, ни химическими исследованиями. Во-вторых, среди галек пуддингов сакуканской свиты встречаются и другие породы, в частности эффузивы и гипабиссальные образования, очень близкие троговому комплексу, подстилающему удоканскую серию. Обычный компонент структуры трогов — гранитные купола, образующие их естественное ограничение.

Существует определенное сходство сакуканской свиты с верхними, молассоидными толщами древних зеленокаменных поясов. Специфическая черта подобных образований состоит в том, что они часто содержат в конгломератах обломки гранитов, прорывающих нижние горизонты разреза поясов, которые, несмотря на это, составляют единые разрезы с молассоидами. Но больше всего на принадлежность сакуканской свиты к удоканской серии указывает тот факт, что она вместе с выше- и нижележащими отложениями охвачена единым метаморфическим ореолом, одноактный характер которого хорошо изучен [Кориковский, 1967, 1979]. Это позволяет интерпретировать налегание сакуканской свиты на разные горизонты подстилающих толщ как результат местных размывов. Такой вывод находится в соответствии с результатами детальных литологических исследований [Медистые отложения..., 1966, с. 303], согласно которым формирование всего объема удоканской серии (в том числе и сакуканской свиты) происхо-

дло непрерывно и при одном источнике сноса. К сожалению, непроверенные данные о якобы крупном несогласии внутри разреза удоканской серии из года в год переходят из одной публикации в другую, приобретая видимость твердо установленного факта. Ничего этого на самом деле нет. Ошибки в определении возраста разных частей разреза удоканской серии, основанные на интерпретации таких "данных", очевидны.

Первая подсвита сакуканской свиты сложена метапесчаниками, иногда их железистыми разновидностями. Подчиненные прослои образуют метаалевролиты. По направлению к центру Удоканской подзоны разрез постепенно меняется: возрастает роль метаалевролитов, которые замещают песчаники. Мощность первой подсвиты велика — 1200—1600 м. Она сокращается в западном направлении по мере приближения к Чарскому поднятию (500—700 м), а также в восточном направлении, с приближением к борту прогиба (700—800 м). Вторая подсвита отличается чрезвычайно однообразным составом. Это метапесчаники, иногда содержащие нитевидные прослои магнетита. Мощность подсвиты колеблется от 700—800 м на западе и востоке Удоканской подзоны до 1000—1200 м в центре ее северного фланга. На южном фланге Удоканской подзоны первая и вторая подсвиты сакуканской свиты не поддаются расчленению и картируются здесь в качестве одного стратиграфического подразделения. Состав обычный: метапесчаники и подчиненные метаалевролиты. Как и на северном фланге, количество метаалевролитов возрастает по мере приближения к центру прогиба.

Третья подсвита включает метапесчаники, в том числе железистые (мартит- и магнетитсодержащие) и медистые песчаники, среди которых присутствуют характерные черты метаалевролитов, образующие катяши. В основании подсвиты выделяется горизонт пуддингов мощностью от 0 до 200 м (состав галек приведен ниже). Суммарная мощность третьей подсвиты 1000—1600 м. Четвертая подсвита образована железистыми (и без магнетита) метапесчаниками, ее мощность 700 м. В центре и на юге Удоканской подзоны третья и четвертая подсвиты сакуканской свиты картируются как единое стратиграфическое подразделение. В составе этой объединенной подсвиты участвуют метапесчаники, в том числе железистые и медистые, и метаалевролиты. Мощность третьей и четвертой подсвит в центре подзоны равна примерно 2000 м, на южном фланге — 1100—1350 м.

Пятая подсвита выделяется в центре Удоканской подзоны. В основном это метапесчаники, среди которых присутствуют подчиненные горизонты метаалевролитов и внутриформационных конгломерато-брекчий. В средней части подсвиты локализован мощный горизонт медистых песчаников. В разрезе подсвиты разведчики Удоканского месторождения выделяют подрудную, рудную и надрудную пачки. Мощность рудной пачки колеблется от 150 м на южном крыле Намингской синклинали до 328 м на ее северном крыле. Мощность всей пятой подсвиты 560—670 м.

Намингская свита картируется только в ядрах синклинальных структур и завершает разрез кеменской подсерии и всей удоканской серии. В нижней части свиты обособляются отчетливо слоистые метаморфизованные алевропесчаники, алевролиты, аргиллиты, в которых часто встречаются трещины усыхания. Верхняя часть свиты сложена неясно слоистыми, часто известковистыми алевролитами со знаками волнистой ряби и многочисленными трещинами усыхания, заполненными песчано-карбонатным материалом. Мощность намингской свиты 650—1000 м.

Суммарная мощность удоканской серии определяется исходя из графических построений. В середине Удоканской подзоны она равна 8000—11 000 м, а на периферии этой подзоны и в районе Чарского поднятия — 6000 м. В центральной части Кодарской подзоны мощность серии составляет 11 000—12 000 м; с приближением к Чарскому поднятию (с севера) она сокращается в 3 раза.

Рассматривая разрез удоканской серии в целом, можно отметить две бросающиеся в глаза его особенности: с одной стороны — цикличное строение, отраженное в расчленении на подсерии, а с другой — резкое отличие по многим признакам верхней подсерии от трех нижних. Кратко охарактеризуем эти особенности, используя результаты

исследований Л.И. Салопа [1964, 1967], Ю.В. Богданова с соавторами [Медистые отложения..., 1966], Н.Н. Лаврович [1970] и автора [Федоровский, 1968а, 1972].

Каждая из выделенных подсерий охватывает полный цикл, начало которого отвечает трансгрессии, а окончание — регрессии моря. Так, к нижней части самой нижней, кодарской, подсерии приурочены грубообломочные породы мономиктового (кварцевого) состава, кварциты по кварцевым песчаникам, глиноземистые пелитовые сланцы. Грубообломочные породы тяготеют к периферии прогиба, где они образуют и наиболее мощные пласты, указывая на недалекое расположение бывлой береговой линии. Формирование этой части разреза происходило в результате трансгрессии моря, размыва и переотложения доудоканской коры выветривания. Вверх по разрезу появляются тонкокластические осадки (верхняя подсвита икабийской свиты), насыщенные углестым веществом, сингенетической вкрапленностью пирита и пирротина. Накопление этой толщи указывает на максимальную трансгрессию и существование умеренно глубоководной обстановки с резко восстановительными условиями среды осадконакопления. Для пород вышележащей аянской свиты характерны уже признаки прибрежного и заливно-лагунного мелководья (знаки волновой ряби, косая и волнистая слоистость), т.е. наступившей регрессии моря.

Следующая, чинейская, подсерия отражает новый этап трансгрессии. В ее основании (инырская свита) располагаются грубослоистые олигомиктовые и мономиктовые (кварцевые) песчаники и гравелиты, накопление которых происходило в прибрежно-морской зоне с интенсивными придонными течениями. Состав осадков, текстуры пород указывают на возобновившуюся трансгрессию и углубление бассейна, новое поступление в бассейн седиментации продуктов размыва коры выветривания. Последовавшая затем очередная регрессия моря хорошо документируется при изучении залегающей выше нижней читкандинской свиты. Ритмично переслаивающимся песчаникам и алевролитам этой свиты присущи признаки мелководья — косослоистые текстуры, знаки ряби, подводнооползневые деформации; впервые появляются признаки подводной дельты. В целом это мелководный прибрежно-морской режим.

Время накопления пород халласской подсерии — еще один трансгрессивно-регрессивный цикл. Характер напластования и состав пород верхней читкандинской свиты, залегающей в основании разреза подсерии, указывает на новую трансгрессию и поступление обломочного материала в бассейн седиментации за счет возобновившегося размыва древней коры выветривания. Вместе с тем трансгрессия моря, по-видимому, не была такой интенсивной, как прежде: нередко признаки мелководья (знаки ряби, трещины усыхания, косослоистые текстуры), что в целом позволяет сделать вывод о формировании свиты в прибрежной мелководной и периодически осушавшейся части бассейна. Фациальные обстановки вышележащей александровской свиты указывают уже на установившийся режим типичной лагуны, наиболее ярко проявленный по периферии Кодаро-Удоканского прогиба. В то же время в его центральной части существовал еще умеренно глубоководный бассейн. В отложениях лагунных фаций впервые появляются соленосные породы (так интерпретируется присутствие альбититов). Налицо, таким образом, все признаки начавшейся регрессии моря. В бутунское время регрессия достигает максимума: мелководные условия устанавливаются на всей площади прогиба. В разрезе бутунской свиты заметное участие принимают известняки, доломиты, альбититы.

Последний, четвертый, трансгрессивно-регрессивный цикл завершился накоплением очень мощной призм осадков. В начале цикла (первая подсвита сакуканской свиты) на периферии бассейна устанавливается режим прибрежно-морского мелководья, а в его центральной части — условия малых и умеренных глубин. Ко времени накопления второй подсвиты сакуканской свиты наступает режим заливно-лагунного и прибрежно-морского мелководья, свидетельствующий о начавшейся регрессии: преобладают известковистые песчаники, появляются знаки мелководья. Третья подсвита сакуканской свиты отражает уже условия дельтового мелководья (интенсификация процессов эрозии в области сноса), наступившие на периферии бассейна.

В его центральной части в это время сохраняется бассейн малых глубин с подводными течениями. Фациальный состав пород четвертой и пятой подсерии сакуканской свиты указывает на быстро прогрессирующее обмеление бассейна седиментации. Широкое развитие получают отложения подводной дельты и прибрежного мелководья со знаками волновой ряби, трещинами усыхания, косослоистыми текстурами. Дельтовые отложения вмещают пласты медистых песчаников Удоканского месторождения. Разрез серии завершается намингской свитой, во время накопления которой установился режим мелководных заливов и лагун, иногда — болотно-лагунных обстановок. В породах обычны знаки ряби, трещины усыхания, следы капель дождя; наступила максимальная регрессия моря с господством субаэриальных условий.

Отчетливо выражена интересная особенность разреза удоканской серии: в каждом из четырех рассмотренных выше циклов (подсерий) очередная трансгрессия моря отличалась от предыдущей меньшими глубинами погружения, а регрессии от цикла к циклу становились все более интенсивными, что привело в конце последнего цикла к вырождению морского бассейна. Следовательно, удоканская серия объединяет в целом регрессивный формационный ряд.

Интересные результаты дает сравнительный анализ литологического состава нижних и верхних частей разреза серии. По мнению одних авторов [Медистые отложения..., 1966; Салоп, 1967], состав обломочных пород серии однообразен и обусловлен постоянством области сноса, располагавшейся севернее Кодаро-Удоканского прогиба. При этом появление полимиктовых разностей песчаников в верхней части разреза серии (сакуканская свита) объясняется как результат резко возросшей денудации в питающей провинции и выноса в прогиб продуктов разрушения архейских пород, которые располагались гипсометрически ниже коры выветривания, поставлявшей обломочный материал до этапа накопления пород верхней подсерии [Медистые отложения..., 1966]. Другие авторы [Федоровский, 1968а, 1972; Лавровиц, 1970] приводят данные о сносе обломочного материала в Кодаро-Удоканский прогиб со всех сторон, что доказывалось анализом пространственного размещения фаций и мощностей свит удоканской серии.

Специальные исследования, проведенные Н.Н. Лавровиц [1970], позволили, кроме того, выявить и резкие отличия верхней (кеменской) подсерии от трех нижних по составу обломочных пород. Для последних характерны мономиктовый состав псефитов (гальки конгломератов представлены исключительно кварцитами) или олигомиктовый состав псаммитов (обломочный материал песчаников представлен кварцитами, кварцем, на долю которых приходится 80–90% зерен, и полевыми шпатами — 0–20%). Между тем обломочный материал пород кеменской подсерии совершенно иной. В составе пуддингов, образующих горизонт в основании третьей подсерии сакуканской свиты, обнаружены гранитоиды, яшмы, гранофиры, кислые эффузивы и песчаники. По данным Н.Н. Лавровиц [1970], гранитоиды галек состоят из кварца (30–40%) и полевых шпатов (50–60%), среди которых преобладает решетчатый микроклин и более редок плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 12–15). Структура гранитов мелкозернистая или разномиктная, порфировидная, приближающаяся к порфировой. По-видимому, эти граниты генетически связаны с эффузивами, которые также часто встречаются в составе галек пуддингов. Среди них выделяются кварцевые порфиры (вкрапленники представлены кварцем и калиевым полевым шпатом с пертитовыми вростками альбита), безкварцевые порфиры (вкрапленники — альбитизированный калиевый полевой шпат и плагиоклаз), фельзиты (очень редкие вкрапленники полевого шпата). Основная масса эффузивов представлена калиевым полевым шпатом (обычно микроклин), кварцем, кислым плагиоклазом, рудным минералом (магнетит).

Нужно отметить, что граниты галек резко отличаются по составу и структуре от архейских и раннепротерозойских гранитов, широко развитых в Кодаро-Удоканской зоне, а остальные породы, присутствующие в составе галек пуддингов — яшмы, эффузивы, гранофиры, могут достаточно условно сопоставляться только с подобными об-

разованиями в составе подстилающего удоканскую серию трогового комплекса (если, конечно, попытаться найти именно местный источник сноса).

Что касается песчаников кеменской подсерии, распространенных очень широко в ее разрезе, то состав их обломочного материала полностью согласуется с составом галек пуддингов. Это кварц, кислый плагиоклаз, микроклин (редко), а также обломки пород (на их долю приходится 15–30% зерен в песчаниках). Последние представлены гранофирами, кислыми эффузивами, яшмами. Таким образом, становится очевидным, что горизонт пуддингов не является уникальным образованием в составе удоканской серии, а питающая область как для него, так и для всей кеменской подсерии была одинаковой, но, как мы видим, резко отличалась от области сноса обломочного материала нижних подсерий удоканской серии.

На основании этих данных Н.Н. Лаврович предполагает, что в кеменское время область сноса располагалась в северо-западном Прибайкалье, откуда за счет разрушения пород акитканской серии и поставлялся обломочный материал в Кодаро-Удоканский прогиб.

Сходство рассмотренных пород из галек пуддингов с некоторыми породами акитканской серии действительно достаточно велико. И все же такое предположение наталкивается, на наш взгляд, на трудно преодолимые противоречия. Во-первых, в составе сакуканской свиты присутствуют очень мощные горизонты и пачки железистых песчаников (мартит- и магнетитсодержащих). Н.Н. Лаврович объясняет появление обильных количеств рудного минерала — в отдельных пластах мартит составляет почти половину объема породы — как результат размыва порфиров и гранофинов. Между тем минералы железа встречаются в указанных породах лишь в аксессуарных количествах, в виде пыли; они вряд ли могли обеспечить то количество магнетита и мартита, которое находится в железистых песчаниках сакуканской свиты. Единственным реальным поставщиком минералов железа следовало бы считать железистые кварциты трогового комплекса. Н.Н. Лаврович полагает, однако, что магнетит железистых кварцитов, подстилающих удоканскую серию и широко распространенных в регионе, не мог попадать в бассейн седиментации сакуканской свиты, так как среди минералов тяжелой фракции песчаников этой свиты не встречаются амфиболы, пироксены, гранаты, присутствующие наряду с магнетитом в железистых кварцитах. Это возражение нужно признать очень серьезным.

Вместе с тем можно наметить выход из этой противоречивой ситуации. Дело в том, что троговый комплекс (как и удоканская серия) охвачен зональным метаморфизмом, причем нарастание температур отмечается по направлению от центра к периферии шовных прогибов, т.е. к полям гранито-гнейсовых куполов, окружающих трог. Выведение трогового комплекса в условия денудации и эрозии можно себе представить в первую очередь как реакцию на рост гранито-гнейсовых куполов, достигший значительного развития уже в предсакуканское время. Это хорошо документируется тем фактом, что уже в составе читкандинских свит появляются редкие прослои железистых песчаников. Вполне возможно, что в размыв сначала попадали слабо метаморфизованные части трогового комплекса, в его разрезе, естественно, не сохранившиеся; магнетит в них уже присутствовал (железородная формация), а высокотемпературные минералы еще не появились. Высказанные соображения позволяют наметить путь для непротиворечивой интерпретации всех существующих сегодня данных разных авторов по поводу определения области сноса в сакуканское время. Вопрос этот важный, так как именно с этапом формирования сакуканской свиты связано Удоканское месторождение медистых песчаников. Несомненно, что в северную часть Кодаро-Удоканского прогиба материал поставлялся из области питания, располагавшейся севернее его, а направление транспортировки было, как показали результаты детальных исследований геологов ВСЕГЕИ [Салоп, 1964; Медистые отложения. . . , 1966], южное и юго-западное. Вместе с тем в южной половине прогиба снос происходил из питающей провинции, находившейся южнее, на что указывают результаты фациального анализа и закономерное изменение мощностей свит удоканской серии [Федоровский, 1968а, 1972].



Кроме того, как теперь стало ясно, и к северу, и к югу от Кодаро-Удоканского прогиба распространены одинаковые архейские кристаллические образования, разрушение коры выветривания которых обеспечивало однообразный состав осадков удоканской серии независимо от того, с севера или с юга поступал обломочный материал. Необходимо также признать, что во время накопления пород верхней (кеменской) подсерии в бассейн седиментации в очень значительных количествах попадал обломочный материал, возникавший за счет размыва трогового комплекса и вулканоплутонических образований, экзотических для данного региона. Для поисков источника этих образований вряд ли нужно обращаться к акитканской серии, удаленной от этих мест на сотни километров. Гораздо ближе, в Средневитимской горной стране, западнее Кодаро-Удоканского прогиба, находятся значительные по площади выходы и эффузивов, и гранитов, формирование которых происходило примерно в одно время или раньше накопления пород кеменской подсерии. Такие же толщи есть и непосредственно в Кодаро-Удоканской зоне — доудоканский троговый комплекс. Наконец, еще один факт делает вариант накопления кеменской подсерии за счет размыва пород акитканской серии просто невозможным: акитканская серия, как будет показано ниже, сформирована после эпохи регионального метаморфизма, охватившего породы удоканской серии. В северном Прибайкалье акитканская серия несогласием залегает на метаморфизованных осадочных породах, коррелятных удоканской серии, а также на прорывающих их гранитах. Следовательно, продукты размыва акитканской серии никак не могут оказаться в регионально метаморфизованных толщах, которые оказываются гораздо древнее.

Кроме Кодаро-Удоканского прогиба, нижнепротерозойские отложения, сходные с удоканской серией в формационном отношении, распространены восточнее главного прогиба, где они заключены в пределах небольших по размерам грабен. Это Чаруодо-Токкинский, Нижнеханинский, Олдонсинский грабены и другие более мелкие структуры. Характеристика разрезов осадочно-метаморфических серий указанных грабен и варианты их корреляции с опорным разрезом Кодаро-Удоканского прогиба проводились во многих работах [Салоп, 1964; Реутов, Ляхницкий, 1968; Федоровский, 1972; Петров, 1976; и др.]. Повторять эти материалы здесь нет необходимости. Тем более, что ни один из предлагаемых вариантов, в том числе и мой собственный, не имеет никаких преимуществ перед другими. Дело в том, что все попытки корреляции основаны лишь на литологическом сходстве тех или иных пород или их сообществ из разрезов грабен с теми или иными свитами стратотипа удоканской серии. Условность таких корреляций достаточно очевидна, ибо совершенно ясно, что условия литогенеза в Кодаро-Удоканском прогибе отличались от обстановок в соседнем регионе. Это очевидно хотя бы потому, что мощность удоканской серии в несколько раз превышает мощность толщи любого из известных грабен Олекминской зоны. Поэтому наивно было бы предполагать, что, например, какой-то горизонт мраморов в одном из грабен, расположенных восточнее главного прогиба, будет соответствовать свите карбонатосодержащих пород в стратотипе. Такой горизонт может отвечать свите любого состава из разреза удоканской серии. Вместе с тем, несмотря на безуспешные попытки посвитной корреляции, одинаковый возраст удоканской серии и толщ, локализованных в грабенах, сомнений не вызывает. Те и другие затронуты единым ореолом регионального метаморфизма и прорваны одинаковыми гранитами. Необходимо кратко остановиться на характеристике отложений, перекрывающих толщи этих грабен, так как их корреляция с другими подобными им образованиями, расположенными в западных районах Байкальской горной области, позволяет уверенно датировать время окончательного становления континентальной коры в регионе.

В Олекмо-Витимской горной стране нижнепротерозойская удоканская серия и прорывающие ее граниты с размывом и несогласием перекрываются осадочными толщами, возраст которых, по единодушному мнению изучавших их геологов, является позднепротерозойским (рифейским). Вместе с тем нижнерифейские образования в западной части Сибирской платформы не известны; они развиты только на юго-востоке платформы. Остается, таким образом, не охарактеризованным значительный интервал

стратиграфической колонки. И все же в восточных районах Олекмо-Витимской горной страны присутствуют образования, выяснение стратиграфического положения которых позволяет резко сузить возрастные рамки эпохи формирования континентальной коры и обеспечивает надежность корреляции территориально разобщенных комплексов. Речь идет о кебектинской свите Чаруодо-Токкинского грабена.

Породы кебектинской свиты несогласно перекрывают нижнепротерозойские осадочно-метаморфические толщи. По данным Л.М. Реутова, В.В. Ляхниченко [1968], А.Ф. Петрова [1976], в основании кебектинской свиты располагаются валунно-галечниковые конгломераты, содержащие окатанные и неокатанные обломки архейских гнейсов и нижнепротерозойских гранитов, кварцитов, карбонатных пород, метапесчаников, кварца. Горизонт конгломератов имеет переменную мощность, возрастающую от 1–5 м на юге до 100–120 м на севере района. Выше залегают красноцветные гравелиты, песчаники с линзами конгломератов, вишневые алеволиты. По наблюдениям А.Ф. Петрова [1976], песчаники по составу кварц-полевошпатовые, кварцевые, иногда содержат обломки эффузивов; они отличаются слабой сортировкой обломочного материала. Наблюдаются косослоистые текстуры, волноприбойные знаки. В нижней части свиты А.Ф. Петров обнаружил прослой кислых эффузивов. Мощность кебектинской свиты колеблется от 500 до 1000–1100 м. Она с несогласием перекрывает рифейскими толщами платформенного чехла. Но каков возраст самой кебектинской свиты?

Несогласие в основании кебектинской свиты подчеркивается и резким разрывом в метаморфизме между ней и подстилающими толщами. По существу, здесь обнаруживается совпадение стратиграфического и метаморфического несогласий. Следовательно, возраст кебектинской свиты, бесспорно, послеподоканской и послеметаморфический. Время метаморфизма (об этом ниже) около 2000 млн. лет. Но возможный хронологический интервал еще очень велик — около 500 млн. лет. А.Ф. Петров указывает на активный контакт гранитов с породами свиты. Возраст гранитов 1436 млн. лет (K–Ar-метод). Эти данные говорят лишь о том, что кебектинская свита древнее этой даты (здесь нет смысла обсуждать условность самого K–Ar-метода). Вместе с тем по своему составу и положению в разрезе кебектинская свита, по мнению Л.И. Салопы [1964], обнаруживает сходство с тепторгинской серией Патомского нагорья и акитканской серией Прибайкалья, которые многими геологами считаются среднепротерозойскими. В национальной стратиграфической шкале средний протерозой упразднен [Общие вопросы. . . , 1979], и теперь возможно лишь альтернативное решение: или нижний протерозой, или верхний протерозой. Нижняя граница рифея (верхнего протерозоя) принимается на рубеже 1650 млн. лет. Обсуждая вопрос о возрасте кебектинской свиты, А.М. Лейтес и автор [1978] исходили из сходства состава обломочного материала, красноцветного характера пород кебектинской свиты и осадочных пород акитканской серии, а также ее аналога на юго-востоке Сибирской платформы — улканской серии. Надежность такой корреляции подкрепляется тем, что все эти образования носят позднеорогенный характер, во всех районах их накопление следовало за эпохой регионального зонального метаморфизма и гранитизации. Если эта корреляция правильна, то при определении возраста кебектинской свиты можно сослаться на изохронные датировки лав акитканской серии. Их возраст 1630–1700 млн. лет, т.е. самые верхи нижнего протерозоя.

### Метаморфизм

Петрологические критерии показывают, что метаморфизм торгового комплекса и удоканской серии был единым и одноактным. Наиболее полные и систематические данные получены С.П. Кориковским [1967, 1971, 1979; Кориковский, Федоровский, 1964, 1971; и др.]. Выяснено, что на территории Кодаро-Удоканской зоны это был региональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа с ярко выраженной зональностью. Характерны чрезвычайно значительные колебания температурного режима и менее контрастные, но все же достаточно заметные колебания давлений.

В пределах Удоканской подзоны по метapelитам выделены и закартированы пять метаморфических зон: биотитовая, гранатовая, андалузит-ставролитовая, кордиерит-андалузитовая (без ставролита) и силлиманитовая (с регионально развитой мигматизацией). В Кодарской структурно-фациальной подзоне метаморфический ореол отличается меньшими параметрами давлений, в связи с чем следы псаммитовых структур сохраняются в породах вплоть до самых высокотемпературных зон. Здесь выделяются шесть метаморфических зон: ставролит-хлорит-мусковитовая, андалузит-биотит-мусковит-ставролитовая, андалузит-биотит-мусковитовая, андалузит-биотит-мусковит-микроклиновaя, силлиманит-биотит-мусковит-микроклиновaя и силлиманит-биотит-микроклиновaя.

Прогрессивный характер метаморфизма очевиден: в каждой метаморфической зоне обнаруживаются реликты минералов более низкотемпературных фаций, хорошо видны реакционные соотношения, свидетельствующие о прогрессивном направлении метаморфического процесса. По основным породам С.П. Кориковский выделяет три ступени равновесия: актинолит-биотитовую (соответствует биотитовой и части гранатовой зонам в метapelитах), эпидит-роговообманковую (соответствует верхней части гранатовой зоны, ставролит-андалузитовой и нижней части андалузит-кордиеритовой зонам) и роговообманковую — безэпидитовую — ступень (отвечает силлиманитовой зоне и верхам андалузит-кордиеритовой зоны в метapelитах).

Во всех случаях, когда троговый комплекс и удоканская серия пространственно не разобщены и имеют непосредственный контакт, парагенетический анализ позволяет выяснить совершенно идентичные условия температур и давлений, свойственные этим образованиям. Так, в северной части хр. Кодар, в зоне сочленения Мельчикитского трога и Кодаро-Удоканского прогиба [Кориковский, Федоровский, 1971], встречаются парагенезисы  $Hrb + Pl$  (по основным породам);  $Bi + Sill + Mu + Mikr$ ,  $Bi + Sill + Gr + Mu + Mikr$ ,  $Bi + Sill + Cor + Mu + Mikr$  (по метapelитам). Гранат, присутствующий в породах удоканской серии и трогового комплекса, обладает одинаково высокой железистостью (80—85%). Наряду с присутствием андалузита в обеих толщах это свидетельствует об одинаковых условиях давлений при их метаморфизме.

Такая же картина полного соответствия Р-Т-условий трогового комплекса и удоканской серии наблюдается в районе южного окончания Хани-Олондинского трога. Здесь степень метаморфизма ниже, чем в рассмотренном примере, но, как и в хр. Кодар, совершенно ясно, что условия метаморфизма обеих толщ совпадают до деталей. Это обстоятельство хотелось бы особо подчеркнуть, так как не только в пределах Кодаро-Удоканской зоны, но и на всем севере Байкальской горной области в процессе изучения контактовых зон стратиграфических аналогов трогового комплекса и удоканской серии неизменно наблюдается одна и та же картина: несмотря на зональный характер метаморфизма, всегда устанавливаются до деталей сходные параметры температурного режима и давлений в обеих толщах. В Кодаро-Удоканской зоне в участках, где удавалось непосредственно наблюдать контакты рассматриваемых толщ, никаких признаков несогласованного залегания удоканской серии на троговом комплексе нет. Нет и никаких признаков метаморфизма, который предшествовал бы постудоканскому метаморфизму, носившему региональный характер. Иными словами, объективные данные свидетельствуют о том, что в регионе не проявлялся метаморфизм собственно трогового этапа.

Чрезвычайно важную информацию дает анализ пространственного расположения метаморфических изоград и зон. Образованный ими узор вскрывает закономерности, присущие всему региональному метаморфическому ореолу. Прежде всего обращает внимание тот факт, что метаморфические зоны не обнаруживают связи ни со складчатой структурой, ни со стратиграфией этих толщ. Действительно, изограды пересекают структурный рисунок то под прямым, то под косым углами, то субпараллельны ему, а породы одной и той же свиты удоканской серии или трогового комплекса оказываются по-разному метаморфизованными в разных частях региона.

Вместе с тем отчетливо проявлена и другая закономерность: дискордантные соот-

ношения структурного рисунка и метаморфического ореола характерны только для центральной части Кодаро-Удоканского прогиба. Чем ближе мы подходим к его периферии, тем все менее контрастным становится это несоответствие, а в непосредственной близости к окраинам прогиба можно наблюдать уже почти полную конформность метаморфических изоград и полосового узора, образованного в плане свитами удоканской серии. При этом нужно иметь в виду, что в целом степень метаморфизма в пределах Кодаро-Удоканского прогиба всегда повышается по направлению от центра к его периферии. На фоне постепенного нарастания давления или в изобарических условиях происходит очень интенсивное увеличение температурных параметров. В кульминационной высокотемпературной зоне, которая совпадает с внешним контуром Кодаро-Удоканского прогиба, повсеместно появляются гранито-гнейсы.

Синметаморфический характер этих пород очевиден. С метаморфическими породами удоканской серии и трогового комплекса они обычно связаны постепенными переходами через зоны мигматитов. Встречаются и резкие, но и в таких случаях все же согласные контакты. Гранито-гнейсы образуют чрезвычайно разнообразные по морфологии купола, чаши, валы, грибовидные и другие формы самых различных размеров. Все они картируются в виде почти непрерывного пояса, со всех сторон окружающего Кодаро-Удоканский прогиб. Ширина пояса гранито-гнейсовых куполов достигает 5–25 км, его протяженность — 500 км.

То, что гранито-гнейсы идеально вписываются в метаморфический ореол удоканской серии и трогового комплекса, очевидно. Вместе с тем обнаруживается их яркая специфика — подавляющая масса раннепротерозойских гранито-гнейсов сформирована за счет повторного метаморфизма гранулитовых кристаллических сланцев и гнейсов архея, а сами купола локализованы, таким образом, не столько в Кодаро-Удоканском прогибе, сколько в его фундаменте. Интересно, что по мере удаления от прогиба степень гранитизации (а, следовательно, и повторного метаморфизма) быстро падает и здесь на больших пространствах обнажены "гранулитовые целики", слабо затронутые ретроградными метаморфическими изменениями.

Иными словами, построив разрез через Кодаро-Удоканский прогиб, можно видеть, что гранито-гнейсы распространены вовсе не беспорядочно в теле фундамента, а концентрируются главным образом вдоль подошвы раннепротерозойского прогиба или окружают зеленокаменные трогги. Гипсометрически ниже они развиты менее широко. Ослабевают и следы диафоритических изменений гранулитов.

Интерпретация тектонической позиции гранито-гнейсовых куполов рассматривается во второй части книги. Здесь отметим только, что синтез данных позволяет думать, что возникновение в раннем протерозое поясов и полей гранито-гнейсовых куполов было результатом взаимодействия "сухого" архейского кристаллического фундамента (гранулитовая фация метаморфизма) и водного (окисленного) флюида, для которого водонасыщенные толщи удоканской серии и трогового комплекса выступали в роли экрана, обеспечивавшего длительное термостатирование. При этом окисление первоначально восстановленного мантийного флюида сопровождалось экзотермическими эффектами, подъемом изотерм. В итоге в зоне контакта разновозрастных комплексов была неизбежна повторная мобилизация фундамента с формированием полиметаморфического комплекса и возникновением гранито-гнейсов. Именно это обстоятельство, как кажется, и обеспечивало зональный характер метаморфического ореола в Кодаро-Удоканском прогибе, а сам этот ореол должен, таким образом, расцениваться как контактово-региональный.

### Магматизм

С формированием рифтогенных шовных прогибов, образованных троговым комплексом, связано возникновение тепраканского комплекса основных и ультраосновных пород. В его составе выделяются метаморфизованные габбро, габбро-нориты, ортоамфиболиты, гипербазиты и серпентиниты. Габброиды образуют суб-

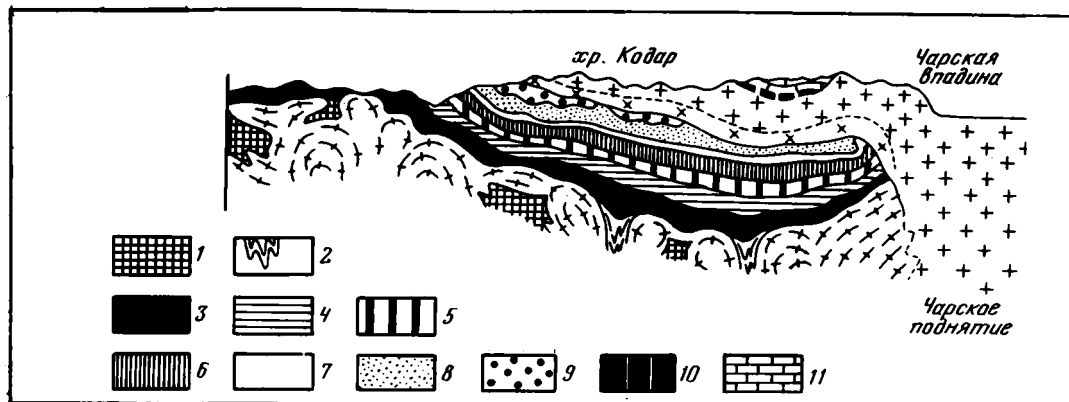


Рис. 5. Идеализированный разрез через Кодаро-Удоканский прогиб и Кодаро-Кеменский лополит ([Федоровский, 1972] с небольшими изменениями)

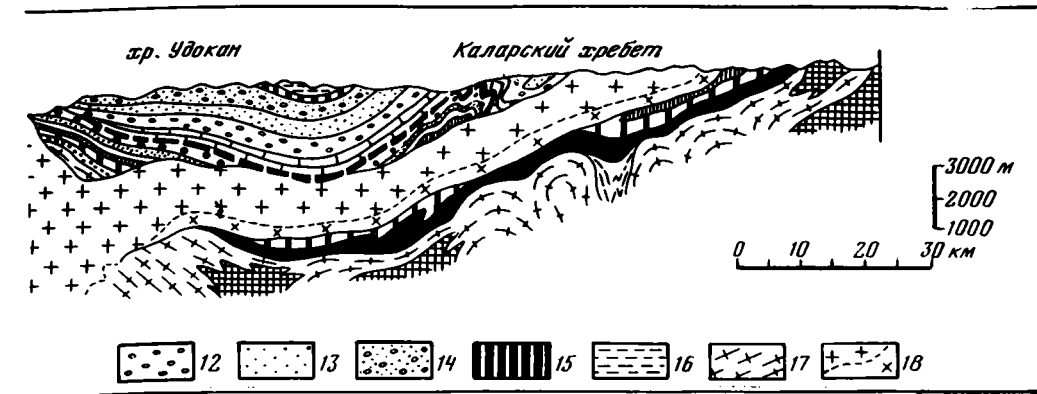
1 — архейские полиметаморфические образования чарской серии; 2–16 — нижний протерозой: 2 — троговый комплекс, 3–16 — удоканская серия: 3 — нижняя подсвита икабийской свиты, 4 — средняя подсвита (в Кодарской подзоне), 5 — верхняя подсвита, 6 — аянская, 7 — инырская, 8 — нижняя читкандинская, 9 — верхняя читкандинская, 10 — александровская, 11 — бутунская свиты, 12 — первая подсвита сакуканской свиты, 13 — вторая подсвита, 14 — третья и четвертая подсвиты, 15 — пятая подсвита, 16 — намингская свита; 17–18 — раннепротерозойские гранитоиды: 17 — синметаморфические гранито-гнейсы куандинского и ничатского комплексов, 18 — постметаморфические порфириовидные граниты кодарского комплекса (рапакиви, гранодиориты и диориты краевой фации в подошве лополита)

согласные интрузивные тела среди вулканогенно-осадочных толщ трогового комплекса. Становление тепраканских базитов происходило до появления складчатых деформаций и сопровождавшего их регионального метаморфизма.

Уже упоминавшиеся выше синметаморфические гранитоиды занимают большие площади на территории Кодаро-Удоканской зоны. Выделяются два комплекса: куандинский и ничатский. Гранито-гнейсы куандинского комплекса образуют многочисленные крупные и мелкие куполовидные массивы, для которых характерны два варианта тектонической локализации. Первый вариант, который был рассмотрен выше, — гранито-гнейсовое кольцо, окружающее Кодаро-Удоканский прогиб. Второй вариант — цепочки гранито-гнейсовых куполов, расположенных вдоль рифтогенных шовных трогов.

Формирование раннепротерозойских гранито-гнейсов куандинского комплекса происходило в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и нормальной щелочности (в отличие от архейской гранитизации, для которой характерны термодинамические параметры гранулитовой фации). В архейских гранулитах вблизи массивов раннепротерозойских гранито-гнейсов широко проявлены диафоритические явления. Парагенезисы гранулитовой фации в этих породах полностью утрачены или иногда сохраняются в реликтах. Гранито-гнейсы деформируют и пересекают породы удоканской серии и трогового комплекса, хотя в целом их массивы конформны структуре нижнепротерозойских толщ. В зонах кульминации гранито-гнейсовых куполов можно наблюдать аллохтонные разности гранитов, интродуцирующие породы удоканской серии. Вместе с тем очевидно, что главная масса гранито-гнейсов никогда не проникает в средние и верхние горизонты разреза удоканской серии. Исключение составляют лишь пегматиты этого комплекса, уходящие далеко вверх от массивов и пересекающие любые части разреза серии. В целом создается впечатление, что и удоканская серия, и троговый комплекс как бы вплавлены в "подушку" из гранито-гнейсов.

Геологические доказательства раннепротерозойского возраста куандинских гранито-гнейсов надежно документированы. Они гранитизируют архейские породы, пересекают габброиды тепраканского комплекса, воздействуют на породы трогового комплекса



и удоканской серии с образованием мигматитов по ним и, в свою очередь, прорваны постметаморфическими гранитами кодарского комплекса. Куандинские гранито-гнейсы присутствуют в составе гальки конгломератов верхнего протерозоя.

В этих гранито-гнейсах плагиоклаз обычно преобладает над микроклином, но нередко их соотношения равны, а иногда микроклина в породах больше, чем плагиоклаза. Как правило, гранито-гнейсы биотитовые или двустлюдяные. Содержание (в вес. %)  $K_2O$  — 3,73,  $Na_2O$  — 3,56 [Кориковский, Федоровский, 1980]. В связи с гранитоидами куандинского комплекса чрезвычайно широко проявлены автометасоматические кислотные процессы (мусковитизация, окварцевание) и пегматитообразование.

В северо-западной части Кодаро-Удоканской зоны, на ее границе с Патомской зоной, гранито-гнейсы куандинского комплекса быстро замещаются гранитоидами так называемого ничатского комплекса. Интересно, что здесь же наблюдается смена андалузит-силлиманитового метаморфического ореола на кианит-силлиманитовый. Гранитоиды обоих комплексов являются синметаморфическими образованиями и связаны между собой постепенными переходами. Ничатские граниты по сравнению с куандинскими обладают более калиевым составом, отличаются пегматоидным строением. В остальном гранитоиды обоих комплексов сходны [Кориковский, Федоровский, 1980]. Кроме северо-западной части зоны, гранитоиды ничатского комплекса встречаются и в других ее частях. Они образуют массивы в своде Дербергелляхского антиклинория и нередко локализованы в сводовых частях крупных гранито-гнейсовых куполов.

Ничатские гранитоиды — лейкократовые биотит-мусковитовые, мусковитовые пегматоидные, иногда гнейсовидные мелкозернистые породы. Комплексу свойственны автометасоматические процессы: микроклинизация, альбитизация, мусковитизация, окварцевание. Микроклин преобладает над плагиоклазом (соответственно 30–50 и 20–30%).

Как и куандинские гранитоиды, ничатские граниты прорваны постметаморфическими гранитами кодарского комплекса и перекрыты отложениями верхнего протерозоя (рифей). Они в изобилии присутствуют в гальке и валунах конгломератов рифейской ничатской свиты, основные выходы которой известны севернее озера Ничатка.

Следующая группа плутонических образований включает постметаморфические габброиды чинейского комплекса, гранитоиды кодарского комплекса и габбро-диабазы доросского комплекса.

В составе чинейского комплекса известны габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, лейкократовые габбро, ультраосновные породы, плагиоклазиты (анортозиты). Все они образуют крупный Чинейский массив, расположенный в верховьях р. Чины в хр. Удокан, и два небольших массива в хр. Кодар. Чинейский массив имеет форму лополита и относится к числу типичных расслоенных интрузий. В разрезе он имеет асим-

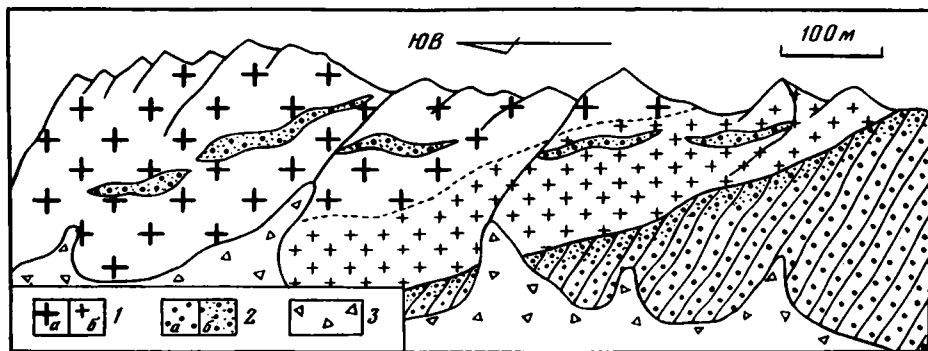


Рис. 6. Зарисовка контакта гранитоидов кодарского комплекса в северной части Кодаро-Кеменского лополита (хр. Кодар, зарисовка Хан Лен Дека)

1 — крупнозернистые порфировидные граниты (а), гранодиориты и кварцевые диориты краевой фации (б); 2 — кварцитовидные метапесчанки верхней читкандинской свиты удоканской серии (а) и роговики по ним (б); 3 — оси

метричное строение: северное и восточное крылья наклонены к центру под углами  $5-20^\circ$ , южное и западные крылья более крутые ( $35-40^\circ$ ).

Кодарский комплекс гранитоидов формирует гигантский Кодаро-Кеменский лополит [Федоровский, 1968а], вмещающими породами которого являются метапесчанники, сланцы и мраморы удоканской серии (рис. 5). В поперечном разрезе лополит имеет форму очень пологих мульдобразных или блюдцеобразно построенных интрузивных пластин, соединяющихся в районе современной Чарской рифтовой впадины в виде валообразного тела, круто уходящего вниз ("нога" лополита). По составу гранитоиды кодарского комплекса резко отличаются от пород гранитного состава, рассмотренных выше. Это биотит-амфиболовые с реликтовым пироксеном малоглубинные порфировидные (рапакивиобразные) многофазные граниты. Наибольшие пространства занимают граниты главной фазы. В подошве лополита (рис. 6) хорошо выражена нижняя краевая фация: обычные для лополита граниты постепенно переходят здесь в гнейсовидные гибридные порфировидные гранодиориты, кварцевые диориты. Верхняя краевая фация выражена слабее: в кровле лополита иногда появляются гранит-порфиры. Вторая фаза представлена мелкозернистыми гранитами, образующими небольшие штокообразные массивы.

В.Т. Свириденко, детально изучавший гранитоиды кодарского комплекса, подтвердил вывод о лополитообразной форме плутона и показал их принадлежность формации рапакиви. Кроме специфических оvoidных текстур, об этом свидетельствуют исключительно высокая железистость биотита (83%) и роговой обманки, высокая концентрация в них олова, присутствие в гранитах пироксена, типоморфный набор аксессуарных минералов (циркон, радиоактивный циркон, флюорит, апатит, магнетит). Граниты кодарского комплекса отличаются низким содержанием  $Al_2O_3$  (до 14%), исключительно высокая общая железистость (80%), превышающая железистость всех других типов гранитов, устойчивое преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$  (в 1,6 раза) при несколько повышенной щелочности в целом. Гранитоиды отличаются повышенным содержанием Cu, Be, Ga, Y, Yb, Mo, Li, Nb, Se, Sn, La, отчетливой специализацией на фтор (флюорит), редкоземельной-редкометальной специализацией. Температура кристаллизации определяется в  $750-900^\circ C$ . В экзоконтакте развиваются пироксеновые роговики. В целом это были "сухие" горячие расплавы, кристаллизация которых сопровождалась возникновением оvoidных рапакиви [Свириденко, 1975].

Пространственное сообщество гранитоидов кодарского комплекса и габбро-анортозитов чинейского комплекса, одинаковая форма массивов (лополиты), сходный характер соотношений с вмещающими породами наводят на мысль о их принадлежности к единой анортозит-рапакивигранитной формации. Граниты содержат ксенолиты



габбро-анортозитов, которые должны рассматриваться как представители первой фазы внедрения. Раннепротерозойский возраст кодарских гранитов определяется на основании многочисленных фактов их активного контакта с породами удоканской серии; они с размывом перекрыты отложениями рифея и охарактеризованы десятками радиометрических измерений, дающими около 2000 млн. лет [Федоровский, 1972].

Доросский комплекс включает габбро, габбро-диабазы, диабазовые порфириты и образует очень эффективные пояса пологих и крутых даек, протягивающиеся на десятки километров. Нередко дайки занимают трещины отдельности в гранитах Кодаро-Кеменского лополита. Два самых крупных пояса даек в плане как бы окружают Верхнекаларскую впадину и сходятся в районе Чинейского лополита габброидов. Габброиды доросского комплекса прорывают породы удоканской серии и граниты кодарского комплекса, а перекрыты рифейскими отложениями.

### Тектоника

Структура раннепротерозойских образований Кодаро-Удоканской зоны в разных ее частях различна. Уже указывалось, что можно выделить два типа прогибов, формировавшихся в это время: узкие шовные структуры, образованные вулканогенно-обломочным троговым комплексом, и широкий Кодаро-Удоканский прогиб, в строении которого участвует удоканская серия осадочных пород. Вместе с тем очевидно, что удоканская серия перекрывает троговый комплекс, и в тектоническом плане это означает, что образованные ими разные по морфологии прогибы находятся не в латеральных, а в вертикальных соотношениях, т.е. они сменяли друг друга во времени. Лучше всего об этом свидетельствует анализ геологической карты: Кодаро-Удоканский прогиб располагается в зоне схождения разноориентированных шовных прогибов, выполненных троговым комплексом. Таким образом, оба типа структур эволюционно связаны между собой и их формирование отражает стадии развития единого тектонического процесса.

Шовные прогибы (троги) по своей ориентировке концентрируются в две группы. Северная группа трогов имеет субмеридиональную ориентировку, южная — субширотную. Как правило, длина трогов по порядку превышает их ширину. Выше было показано, что в современной структуре в качестве естественного ограничения трогов выступают окружающие их пояса гранито-гнейсовых куполов. Во второй части работы, где будет дан синтез материалов по всей территории севера и запада Байкальской горной области, будет показана не только тесная пространственная, но и генетическая связь зеленокаменных структур (трогов) и гранито-гнейсовых куполов. Здесь лишь подчеркнем, что уже одно это обстоятельство позволяет рассматривать каждый отдельный трог как изначально изолированную локальную структуру, а не фрагмент бывшего единого покрова, блокированного в грабенах, как это иногда полагают некоторые геологи. Вместе с тем разломные ограничения трогов встречаются очень часто, что не позволяет с необходимой детальностью выяснить их истинную структуру. Так, почти в половине закартированных шовных прогибов образующие их толщи слагают моноклинали, ограниченные с двух сторон зонами бластомилонитов с очковыми гранитами и гнейсами. В остальных трогах обнаруживается синклинирный характер структуры трогового комплекса, причем в одних случаях это оказываются довольно простые складки (Саймаганский трог), в других — пакеты тесно сжатых изоклинальных структур, сочетающиеся с сериями складок более простого строения (Каларский, Итчилякский и другие трог).

Разрезы через шовные прогибы приведены в более ранней работе [Федоровский, Лейтес, 1968а]. Может создаться впечатление, что их внутренняя структура выяснена давно и достаточно хорошо. Хотелось бы отметить, что это далеко не так. Троговый комплекс до сих пор изучен еще слабо, маркирующих горизонтов в его составе почти нет, а это затрудняет определение складчатой структуры обычными картировочными приемами. Почти не известны работы с профессиональным применением

методики структурного анализа, который мог бы вскрыть истинную картину складчатости трогового комплекса.

Соотношения трогового комплекса и удоканской серии специально изучались С.П. Кориковским и автором [Кориковский, Федоровский, 1971]. Было выяснено, что признаков несогласия в зоне их контакта нет: толщи связаны между собой постепенными переходами и отличаются только присутствием или отсутствием вулканитов. Означает ли это, что складчатая структура трогового комплекса подобна структуре удоканской серии?

Можно с уверенностью утверждать, что это не так. Разница в стиле складчатости обеспечивается уже тем обстоятельством, что морфология изначальных прогибов, выполняемых троговым комплексом и удоканской серией, совершенно различна. Это положение можно проиллюстрировать таким примером. Нам приходилось неоднократно наблюдать и в удоканской серии, и в троговом комплексе чрезвычайно резкое усложнение складчатой структуры в экзоконтакте гранито-гнейсовых куполов. Зона влияния куполов обычно не очень велика — в плане она измеряется первыми километрами. Но если в очень широком Кодаро-Удоканском прогибе такая зона может быть непосредственно откартирована и оконтурена, то в трогах, ширина которых нередко значительно меньше ширины зоны влияния куполов, стиль складчатости оказывается иным. В первую очередь хотелось бы обратить внимание на явления интерференции, связанные с деформацией в момент куполообразования. Складчатые структуры, генерированные в результате роста и расширения гранито-гнейсовых куполов, локализованных вдоль узких трогов, накладываются друг на друга, и в результате интегральная структура оказывается очень сложной. Первые же попытки применения геометрического структурного анализа обнаружили эти отличия, не получившие еще, правда, удовлетворительного генетического объяснения.

Обращаясь к Кодаро-Удоканскому прогибу, можно видеть, что в разных его частях складчатая структура удоканской серии неодинакова. Синтез материала позволил убедиться в том, что, несмотря на существование в Кодаро-Удоканском прогибе многочисленных, довольно контрастных и сложных по морфологии структур, общего смятия здесь не было [Федоровский, 1972]. Специфика прогиба состоит в сочетании первоначально простых брахиморфных структур со складками сложной морфологии, имеющих более позднее происхождение и вызванных причинами локального характера. При всем этом нужно, конечно, иметь в виду следующее. Когда мы говорим о более ранних и более поздних структурах, то подразумеваем, что возраст самых молодых складок соответствует возрасту регионального метаморфизма и этапу, последовавшему сразу за ним. Это следует из того, что большинство складчатых форм пересекает постметаморфические граниты кодарского комплекса, а рифейские толщи платформенного чехла перекрывают все без исключения типы складок.

Рассматривая геологическую карту региона [Федоровский, 1972], можно видеть, что различные складчатые формы удоканской серии образуют группы, которые обнаруживают вполне определенные закономерности пространственного размещения. Таких групп пять.

1. Складки, связанные с деформациями, возникавшими в процессе становления гранито-гнейсовых куполов. Выше уже указывалось, что Кодаро-Удоканский прогиб со всех сторон окружен кольцевой зоной гранито-гнейсовых куполов. Несмотря на то, что гранито-гнейсы локализованы главным образом в теле архейского кристаллического фундамента, они имеют активные контакты с породами чехла (удоканская серия). При приближении к поясу куполов в удоканской серии повсеместно наблюдается интенсивное нарастание степени метаморфизма, выраженное главным образом в температурных параметрах. С наиболее высокотемпературной частью этой зоны совпадает и зона контрастного проявления складчатых деформаций удоканской серии. В плане она отчетливо прилегает к поясу гранито-гнейсовых куполов. Ширина

зоны деформации колеблется в широких пределах. В общем случае там, где склоны куполов крутые, эта зона невелика и измеряется десятками и сотнями метров, причем при удалении от куполов интенсивность деформации осадочно-метаморфических толщ быстро снижается. В других участках, где склоны куполов пологие, ширина выходов деформированных пород чехла достигает нескольких километров. Нередко встречаются и иные ситуации, например более сложные формы куполов (грибовидные, опрокинутые; купола, срастающиеся между собой и межкупольными промежутками, в которых блокированы породы удоканской серии), с которыми ассоциируют более или менее деформированные толщи чехла.

Складчатые структуры, возникшие в Кодаро-Удоканском прогибе в процессе формирования гранито-гнейсовых куполов, чрезвычайно пестры по своей морфологии и параметрам. Это и изоклинальные, и дисгармоничные формы с хаотической на первый взгляд ориентировкой плоскостных и линейных элементов. Осевые поверхности крупных складок нередко изогнуты как в плане, так и в разрезе, очерчивая очень сложные тектонические узоры. Типичный пример структур такого рода — синклинальные межкупольные складки в хр. Кодар, как бы зажатые между тремя или четырьмя куполами. В плане такие структуры имеют необычный треугольный или крестообразный вид. По степени сжатости это вроде бы обычные изоклинальные складки, в то же время у них оказывается не по одной, а по три-четыре осевые поверхности, исходящие из одного центра. В вертикальном разрезе осевые поверхности резко изгибаются и этот изгиб бывает настолько интенсивным, что осевые поверхности сами как бы образуют складки сложной морфологии. Важно иметь в виду, что такие складчатые формы не являются результатом наложения деформации на деформацию, что обычно в районах многократной складчатости, а возникли в процессе одноактной деформации, связанной с ростом гранито-гнейсовых куполов, выступавших в роли многочисленных, но одновременных штампов, определявших сложный единовременный тектонический узор в сминаемой толще. Возникшая в итоге структура и создает впечатление хаоса и отсутствия какой-то определенной ориентировки структурных элементов. На самом деле такая ориентировка легко обнаруживается при попытке анализа пространственных соотношений структурных элементов и контуров гранито-гнейсовых куполов — они всегда конформны. Иными словами, изгибы складок в удоканской серии повторяют изгибы контуров куполов как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. Метаморфические минералы в породах удоканской серии закономерно ориентированы параллельно осевым поверхностям возникших складок, т.е. вырисовывают тот же прихотливый узор. Очевидно, что если нарастание температуры метаморфического процесса связано с формированием гранито-гнейсов (а это так), то высокотемпературные метаморфические минералы своей ориентировкой отражают все нюансы поля напряжения, существовавшего во время становления куполов.

2. Вторая группа объединяет складки, связанные с влиянием трогов, погребенных под удоканской серией. Эти структуры достаточно крупны и надежно документируются при картировании территории. При общем субширотном простираии оси Кодаро-Удоканского прогиба бросается в глаза резко дискордантное, почти под прямым углом, расположение отдельных складок внутри него, совершенно не согласующееся с обычной широтной ориентировкой большинства структурных форм. Все эти складки — а это исключительно синклинали — располагаются над трогами, перекрытыми осадочным чехлом удоканской серии. Если спроецировать оси погребенных трогов на дневную поверхность, то окажется, что они идеально совпадают с осями поперечных складок в Кодаро-Удоканском прогибе. Некоторые из таких складок пересекают весь прогиб (например, цепочка поперечных синклиналей, протянувшихся на 60–80 км от "устья" Хани-Олондинского трога на севере до Каларского трога на юге территории). Шарниры брахиморфных конседиментационных складок, присущих удоканской серии в центральной части прогиба, в тех местах, где они пересекают погребенные трог, испытывают резкую ундуляцию; здесь отмечаются крутые углы наклона пластов, их опрокидывание.

Вывод о влиянии погребенных трогов на структуру перекрывающего их чехла может иметь интересные следствия. К примеру, достаточно четко ясны закономерные пространственные (латеральные) и временные связи процессов возникновения рифтогенных шовных трогов и гранитообразования в фундаменте в пределах зон, окужающих трог. Можно думать, что к окончанию накопления трогового комплекса гранито-гнейсовые купола по их периферии были уже достаточно хорошо выражены, хотя и не получили еще полного развития. Последовавшее затем накопление осадочного чехла удоканской серии происходило в Кодаро-Удоканском прогибе, морфология ложа которого отличалась сочетанием стабильных участков, сложенных архейскими гранитоидами, и узких рифтогенных прогибов, окруженных полосовидными зонами воздымавшихся гранито-гнейсовых или мигматитовых куполов.

Кажется несомненным, что это обстоятельство должно было в значительной мере определять изменение фаций и темп осадконакопления осадочных пород внутри Кодаро-Удоканского прогиба. Таковы, например, тенденции изменения мощностей и состава многих свит удоканской серии, обнаруживаемые с приближением к Чарскому внутреннему поднятию, которое разделяет Кодаро-Удоканский прогиб на две части [Федоровский, 1968а, 1972]. По-видимому, это поднятие самое большое, но не единственное. Более детальные исследования должны привести к выяснению многих особенностей структуры и морфологии ложа Кодаро-Удоканского прогиба, о которых сейчас можно только догадываться. Необходимость таких исследований очевидна хотя бы потому, что концентрация медистых песчаников имеет строго ограниченные фациальные рамки. В структурном плане медистые песчаники, как выясняется, локализованы только там, где под удоканской серией погребены ранние зеленокаменные трог с их бимодальным вулканизмом. Этот вывод должен внести новый аспект в обсуждение проблемы генезиса медистых песчаников. Он открывает возможности сближения взглядов сторонников альтернативных концепций осадочного и гидротермального происхождения этих руд.

3. Третья группа складок обязана деформациям, связанным с внедрением постметаморфических гранитоидов Кодаро-Кеменского лополита. В пределах неширокой (первые километры) полосы в экзоконтакте лополита установлены серии сжатых линейных складок, осевые поверхности которых как бы откинута от массива во все стороны. Следы осевых поверхностей таких складок ориентированы параллельно контурам лополита. Например, в Кодарской ветви лополита пояс складок, образованных ороговикованными породами удоканской серии, имеет протяженность 50 км и окружает здесь приподошвенную часть лополита. В хр. Удокан, в районе Удоканского месторождения, отчетливо вырисовывается изгиб целой серии синформ, локализованных в осевой зоне прогиба, вокруг Кеменского массива, который представляет собой выступ на дневную поверхность Кодаро-Кеменского лополита. Как и в других местах, здесь не только четко выражен изгиб осей складок, но и обнаруживается запрокидывание пластов вблизи контакта. В связи с этим складки центральной зоны Кодаро-Удоканского прогиба имеют асимметричный профиль. Их южные, удаленные от Кеменского массива крылья залегают нормально и полого, а северные, примыкающие к гранитному массиву, стоят вертикально или опрокинута.

4. Следующая группа складок имеет локальное распространение и связана с подвижками по разломам. Небольшие по размерам и простые по морфологии складки этой группы отмечены в районах, расположенных вблизи тектонических швов, ограничивающих Верхнекаларскую и Верхнесюльбанскую впадины, а также в ряде других мест.

5. Пятая группа складчатых структур, которую я умышленно упоминаю последней, на самом деле должна быть названа первой — это основные складки собственно Кодаро-Удоканского прогиба. Естественно, что для того, чтобы выявить эти структуры, необходимо "снять" эффект остальных деформаций, перечисленных выше и наложенных на основную структуру прогиба. После того как эта операция была проделана, выяснилось, что первоначальная структура прогиба была чрезвычайно

проста. Это брахиморфные складки конседиментационного характера, появление которых отражает лишь особенности строения ложа прогиба. Складки крупные, от их крыльев к ядрам наблюдается изменение состава и мощностей образующих их толщ, наклоны крыльев невелики ( $10-30^\circ$ ).

Таким образом, довольно сложная на первый взгляд структура Кодаро-Удоканского прогиба оказывается интегральной и представляет собой результат проявления локальных деформаций разного генезиса, маскирующих изначально простую тектонику прогиба. Анализ пространственного сочетания наложенных складчатых форм позволяет сделать вывод об отсутствии в пределах рассматриваемой зоны деформаций общего смятия.

### **Обоснование раннепротерозойского возраста удоканской серии и трогового комплекса Олекмо-Витимской горной страны**

Е.В. Павловский [1933], впервые выделивший удоканскую "свиту", обосновал и ее отнесение к протерозою. Доказательство раннепротерозойского возраста удоканской серии принадлежит Л.И. Салопу [1964]. В подтверждение этого вывода Л.И. Салоп использовал такие данные: а) присутствие в базальных конгломератах удоканской серии архейских гнейсов и гранито-гнейсов; б) более слабый метаморфизм пород удоканской серии по сравнению с породами архейского возраста; в) различную ориентировку складок архейской толщи и удоканской серии; г) налегание толщ среднего протерозоя (тепторгинская серия) на породы удоканской серии и прорывающие их граниты; д) налегание на удоканскую серию пород верхнепротерозойской патомской серии; е) радиометрический возраст гранитоидов, прорывающих серию, 1800–2000 млн. лет.

Половина этих аргументов в свете материалов последних лет не подтверждается. Так, нигде в конгломератах нижних горизонтов разреза удоканской серии не встречаются гальки архейских гнейсов или гранитов. Эти конгломераты имеют исключительно мономиктовый (кварцевый) состав [Федоровский, 1972]; тепторгинская серия нигде не налегает на породы удоканской серии, в том числе и в бассейне р. Ходокан, на который ссылается Л.И. Салоп, эта серия является стратиграфическим аналогом нижней части разреза удоканской серии [Кориковский, Федоровский, 1970, 1980]; тепторгинская серия не налегает и на граниты чуйско-коддарского комплекса, прорывающие удоканскую серию в бассейне рек Ченчи, Джелинды и Сени, где, по мнению Л.И. Салопа, наблюдаются такие контакты, ибо в этом районе нет постметаморфических гранитоидов названного комплекса, а развиты совсем другие, более древние, синметаморфические граниты ничатского комплекса. Но и на них не залегают породы тепторгинской серии — они прорваны этими гранитами [Кориковский, Федоровский, 1980].

И все же, несмотря на такие расхождения, нижнепротерозойский возраст удоканской серии определяется теперь более надежно, чем раньше, а главный вывод Л.И. Салопа, получив новые подтверждения, остается в силе. Аргументы в пользу такого решения уже неоднократно приводились [Федоровский, 1972; Кориковский, Федоровский, 1980; Лейтес, Федоровский, 1978; и др.]. Их можно было бы не повторять, но для более полного и надежного обоснования корреляций с другими регионами Байкальской горной области, которые будут обсуждаться в этой работе, целесообразно хотя бы кратко остановиться на этом вопросе.

1. Удоканская серия залегает стратиграфически выше чарской серии архея и архейских чарнокитов и плагитогранитов: нижняя, икабийская, свита удоканской серии на севере Кодаро-Удоканского прогиба почти под прямым углом пересекает большинство свит чарской серии. Минимальный возраст метаморфизма гранулитовой фации — 2800 млн. лет [Виноградов и др., 1983]. Архейские породы в контакте с удоканской серией и троговым комплексом повторно метаморфизованы (диафторированы), тогда как сами эти нижнепротерозойские образования несут следы только одного

метаморфизма. Послеархейский возраст удоканской серии и трогового комплекса доказан, таким образом, вполне надежно.

2. Породы удоканской серии, трогового комплекса, синметаморфических и постметаморфических гранитоидов, прорывающих эти образования, несогласно перекрыты толщами рифейского возраста и содержатся в гальке их базальных конгломератов. К этому контакту повсеместно приурочено и резкое метаморфическое несогласие. Следовательно, удоканская серия и троговый комплекс имеют дорифейский возраст.

3. Радиометрические данные следующие: метаморфизм пород удоканской серии — 1860—1945 млн. лет (по биотиту, K—Ag-метод); синметаморфические гранитоиды — 2100 млн. лет (по биотиту, мусковиту, валовым пробам, K—Ag-метод, среднее значение по 30 анализам — разброс значений от 1683 до 2420 млн. лет), 1950 млн. лет (по ортиту, U—Th—Pb-метод), 1950 и 2130 млн. лет (по монациту, U—Th—Pb-метод), 2330 млн. лет (по циркону, U—Th—Pb-метод); синметаморфические пироксеновые метасоматиты среди пород удоканской серии и гранитов — 2100 млн. лет (свинцово-изохронный метод [Миркина, 1979]); синметаморфические рудные минералы метапесчаников удоканской серии — 1800—2100 млн. лет (изохронный возраст); постметаморфические граниты кодарского комплекса, прорывающие все без исключения свиты удоканской серии и троговый комплекс — 1900 млн. лет (по слюдам, валовым пробам, K—Ag-метод, среднее значение по 33 анализам), 1950—2000 млн. лет (по ортиту, монациту, калиевому полевому шпату, U—Th—Pb-метод).

Радиометрическое датирование не оставляет, таким образом, сомнений в раннепротерозойском возрасте удоканской серии. Следует отметить удивительное (может быть, даже уникальное) совпадение калий-аргоновых, свинцовых и изохронных определений, столь редкое для районов развития докембрия.

Что касается возраста трогового комплекса, то для его определения имеются такие данные. Троговой комплекс занимает тот интервал в стратиграфической колонке, который располагается между чарской и удоканской сериями. Детальные исследования [Кориковский, Федоровский, 1971] показали, что метаморфизм удоканской серии и трогового комплекса был единым и одноактным. Поскольку радиометрические даты получены только по метаморфическим минералам, то речь может идти лишь о возрасте метаморфизма обеих толщ. И, следовательно, все изотопные значения возраста метаморфизма удоканской серии, перечисленные выше, в равной мере относятся и к троговому комплексу. Нельзя забывать при этом, что накопление пород трогового комплекса происходило, конечно, гораздо раньше, чем накопление пород удоканской серии; только метаморфизм их был разновозрастным, послеудоканским. Вместе с тем не имеется никаких объективных данных, которые помогли бы определить нижнюю и верхнюю возрастные границы трогового комплекса. Ясно лишь, что, во-первых, накопление трогового комплекса могло начаться сразу после метаморфизма гранулитовой фации и, во-вторых, что смена геодинамических обстановок трогового и удоканского этапов в рассматриваемом регионе, как и во всей Сибири, не сопровождалась сколько-нибудь отчетливо выраженными эндогенными процессами. Таким образом, рубеж архея и протерозоя в Сибири оказывается все еще слабо обоснованным радиометрическими данными.

## ГЛАВА ВТОРАЯ

### ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ

До последнего времени считалось, что большую часть этой территории занимают верхнепротерозойские осадочные и осадочно-метаморфические толщи. Средне- и нижнепротерозойские отложения выделялись лишь в пределах небольших площадей, а архейские образования вообще не были известны. В результате исследований, проведенных на Патомском нагорье С.П. Кориковским и автором, были получены многочисленные новые данные, позволившие кардинально пересмотреть представления о возрасте развитых здесь стратифицированных и плутонических комплексов и предложить новые схемы стратиграфии, магматизма и тектоники.

В недано опубликованной монографии [Кориковский, Федоровский, 1980], обобщающей материалы многолетних исследований, приведено подробное обоснование стратиграфии докембрийских комплексов. Это позволяет ограничиться кратким изложением основных данных по геологии докембрия Патомского нагорья, уделив больше внимания проблемам корреляции разрезов различных структурно-фациальных зон, этапов метаморфизма, магматизма, складчатых деформаций и сравнительному анализу последовательности геологических событий в докембрии Патомского нагорья и Олекмо-Витимской горной страны. Представляется, что таким образом удастся подойти к решению вопросов, связанных с историей становления континентальной коры в докембрии этой обширной территории.

В структуре Патомского нагорья выделяются три основные зоны: внешняя (Приленская), внутренняя (Бодайбинская) и разделяющая их зона поднятий (Чуйско-Лонгдорская). Согласно прежним схемам стратиграфии наиболее древние в регионе нижнепротерозойские и среднепротерозойские толщи были известны только в зоне поднятий, а две другие зоны, охватывающие 80% площади нагорья, считались занятыми верхнепротерозойскими отложениями. Теперь в пределах нагорья выделяются архейские образования (зона поднятий) и нижнепротерозойские толщи, которые распространены на территории всей внутренней зоны и на большей части зоны поднятий [Кориковский, Федоровский, 1980]. Верхнепротерозойские отложения занимают, как выяснилось, только внешнюю зону нагорья и отделены от более древних докембрийских образований стратиграфическим и метаморфическим несогласиями.

#### АРХЕЙ

Древнейшие метаморфические породы обнаружены в юго-западной части Лонгдорского поднятия (бассейн р. Олонгды), где они образуют крупные провесы кровли среди раннепротерозойских гранитов (рис. 7). Набор архейских пород довольно однообразен: двупроксеновые кристаллические сланцы, гранат-кордиерит-силлиманитовые гранулиты, чарнокиты. Гораздо чаще встречаются диафоритически измененные в ореолах повторного метаморфизма и гранитизации амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы и мигматиты, в которых минеральные парагенезисы гранулитовой фации сохраняются в реликтах либо полностью утрачены. Южнее гранитного массива, в южной части Лонгдорского поднятия (правобережье р. Нечеры), породы, метаморфизованные в термодинамических условиях гранулитовой фации, слагают уже крупные поля. Отсюда эти толщи без перерыва прослежены нами к северо-западным отрогам хр. Кодар, где они слагают главное поле развития пород архейской чарской серии. Именно это обстоятельство позволяет с уверенностью идентифицировать гранулиты Лонгдорского поднятия в Патомском нагорье с гранулитами чарской серии Олекмо-Витимской горной страны.

В расположенном северо-западнее Тонодском поднятии тоже развиты гранитоиды и самые нижние горизонты разреза нижнего протерозоя. Однако породы гранулитовой фации метаморфизма здесь не встречаются. Еще далее на запад и юго-запад распола-



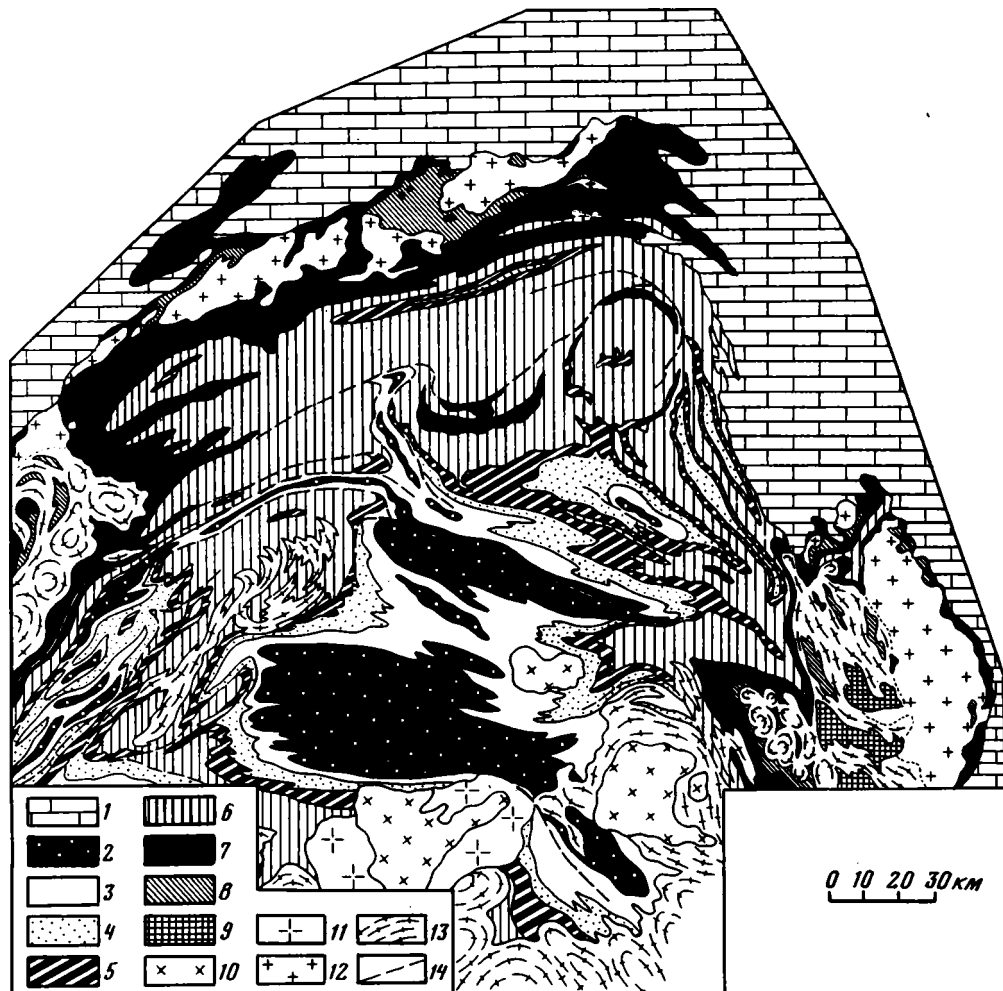


Рис. 7. Геологическая карта Патомского нагорья ([Кориковский, Федоровский, 1980] с упрощениями)

1 – верхний протерозой, патомская серия, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, углеродистые сланцы, известняки, доломиты, мергели; 2–8 – нижний протерозой, тонодско-бодайбинская серия: 2 – бодайбинская подсерия (илигирская и анангская свиты), метапесчаники, метагравелиты, прослои полимиктовых метаконгломератов, филлиты, мраморизованные известняки, 3 – кропоткинская подсерия (вацкая и аунакитская свиты), кварцевые метапесчаники, кварциты, сланцы, 4–5 – кадаликанская подсерия: имнихская и хомолхинская свиты, мраморы, слюдяно-карбонатные сланцы, метапесчаники, металевролиты (4), угаханская и божуйхтинская свиты, мраморы, сланцы, метапесчаники (5), 6–7 – тепторгинская подсерия: бодайбокская и бугарихтинская свиты, мраморы, метаконгломераты, метапесчаники, металевролиты (6), хайвергинская, медвежеская и пурпольская свиты, сланцы, поламиковые метаконгломераты и пуддинги, метагравелиты, метапесчаники, метадиабазы, метакератофилы, метатфуфы, кварцевые метаконгломераты, метагравелиты, кварциты, высокоглиноземистые сланцы (7), 8 – ходоканская свита (подсерия?), металевролиты, метапесчаники, метадиабазы; 9 – архей, чарская серия, кристаллические сланцы и гнейсы гранулитовой фации метаморфизма; 10 – палеозойские (?) гранитоиды; 11–13 – раннепротерозойские гранитоиды: 11 – постметаморфические граниты, 12–13 – синметаморфические граниты массивные аллохтонные (12), гнейсовидные автохтонные и аллохтонные (13); 14 – разломы

гается крупнейшая структура Северо-Байкальского нагорья — Чуйское поднятие, заходящее на территорию Патомского нагорья своим северо-восточным флангом. Породы гранулитовой фации метаморфизма впервые обнаружил здесь Ю.М. Соколов [1967]. Как и в Лонгдорском поднятии, гранулиты присутствуют здесь в виде реликтовых участков среди раннепротерозойских гранито-гнейсов и представлены диафторированными гранат-биотитовыми и кордиерит-силлиманит-гиперстен-биотитовыми гнейсами и кристаллосланцами.

Несмотря на то что архейские кристаллические образования занимают небольшие по площади участки, их открытие имеет важное значение для решения вопроса о возрасте зонально метаморфизованных толщ Патомского нагорья и соседнего Северо-Байкальского нагорья. Эти толщи занимают здесь территории, площадь которых исключительно велика (десятки тысяч квадратных километров). Дело в том, что в большинстве публикаций по геологии докембрия Патомского нагорья высказывается предположение о том, что фундаментом толщ, возраст которых считается верхне- или среднепротерозойским, служили нижнепротерозойские образования так называемой чуйской толщи. В свете новых данных на части площадей, занятых, согласно существующим представлениям, чуйской толщей, обнаружены архейские гранулиты. Залегающие стратиграфически выше толщи, отделенные от гранулитов метаморфическим несогласием, вовсе не обязательно должны иметь позднепротерозойский возраст, как это до сих пор предполагалось исходя из представлений о раннепротерозойском возрасте их фундамента, а могут быть более древними — раннепротерозойскими. Именно такие данные и были получены нами в последние годы в результате исследований, проведенных в Патомском нагорье.

#### НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Патомское нагорье считается тектонотипической местностью байкалид. Аргументы, использованные для такого вывода, исходили главным образом из признания позднепротерозойского возраста большинства развитых здесь осадочно-метаморфических толщ. В результате проведенного изучения [Кориковский, Федоровский, 1980] выяснилось, однако, что истинно верхнепротерозойские отложения развиты только в пределах внешней зоны нагорья. Именно здесь был в свое время составлен стратотипический разрез известной патомской серии. Между тем разрез толщи внутренней зоны нагорья, для обозначения отдельных компонентов которого многие авторы употребляют названия свит патомской серии внешней зоны, на самом деле резко отличается от разреза этой серии и характеризует совсем иную по составу и строению толщу зонально метаморфизованных осадочных и вулканических пород, прорванных гранитами. Верхнепротерозойские отложения внешней зоны отделены от этой толщи стратиграфическим и метаморфическим несогласиями, содержат метаморфические породы и прорывающие их граниты в гальке базальных конгломератов, образуют совсем иные складчатые формы.

В пределах внутренней зоны Патомского нагорья, как теперь выяснилось, получила развитие единая, лишенная перерывов и внутренних несогласий серия, которую предлагается называть тонодско-бодайбинской [Кориковский, Федоровский, 1980].

#### Стратиграфия

**Тонодско-бодайбинская серия.** Это название представляется наиболее удобным, так как меридиан, проходящий через Тонодское поднятие на севере к устью р. Бодайбо на юге нагорья, пересекает все свиты этой серии и все структурно-фациальные зоны.

В основании разреза выделяется ходоканская свита<sup>1</sup> черных, серых, зеленых, бедных СаО метаалевролитов, сланцев и мелкозернистых метапесчаников. Выходы свиты известны только в зоне поднятий. В ее составе постоянно присутствуют пластовые тела метадиабазов и амфиболитов по ним (с реликтами миндалекаменной структуры) мощностью от 1–2 до нескольких десятков метров и протяженностью до первых километров. В парагенезе с метадиабазами встречаются метаморфизованные туфопесчаники и туффиты основного состава и кислые лавы натрового ряда (метаальбитофиры и плагиокератофиры). Последние заметно насыщают разрез свиты по мере продвижения с востока на запад. Основание свиты неизвестно. От архейских гранулитов она всегда отделяется выходами гранито-гнейсов. Видимая мощность свиты 800–1000 м.

Стратиграфически выше залегает пурпольская свита кварцитов, кварцевых метаконгломератов и высокоглиноземистых сланцев. В прежних стратиграфических схемах пурпольская свита выделялась как нижний компонент разреза среднепротерозойской тепторгинской серии. Выяснено, однако, что с породами ходоканской свиты она имеет согласные соотношения, а также и то, что степень метаморфизма пород ходоканской и пурпольской свит всегда одинакова — и в зоне биотита, и в зоне граната минеральные парагенезисы пород обеих свит отвечают одной и той же температурной ступени. Отсутствие каких бы то ни было отклонений от этой закономерности свидетельствует и об отсутствии метаморфического несогласия между ходоканской и пурпольской свитами [Кориковский, Федоровский, 1980]. Во многих местах наблюдалась переходная пачка на границе этих свит. Обычно это переслаивание ходоканских метаалевролитов и пурпольских кварцитов (например, в районе Пурпольских гольцов в Тонодском поднятии, в северной и западной частях Лонгдорского поднятия). Ходоканская и пурпольская свиты участвуют в строении одних и тех же антиклинальных структур, причем ходоканская свита образует их ядра, а пурпольская свита — крылья.

Строение пурпольской свиты отличается устойчивостью в пределах всей зоны поднятий. В ее составе выделяются три подсвиты. Нижняя подсвита (мощность 30–150 м) — массивные и слоистые (нередко — косослоистые) кварцевые метапесчаники, метатравелиты и метаконгломераты, кварциты, содержащие редкие прослои высокоглиноземистых сланцев. Гравий и галька в грубообломочных породах имеют исключительно кварцевый состав. Обломки полевых шпатов или гранитов полностью отсутствуют. Окатанность кварцевых галек идеальная. Цемент кварцевых метапесчаников (на его долю приходится 2–4% объема пород) имеет серицитовый, хлорит-серицитовый, пирофиллит-серицитовый, гематит-серицит-хлоритовый состав. Средняя подсвита (60–200 м) сложена хлорит-пирофиллит-серицитовыми сланцами, которые в зонах повышенного метаморфизма превращены в сланцы, содержащие хлоритоид, кианит, ставролит, гранат, силлиманит. По своему химическому составу сланцы в целом отвечают каолиновым глинам. Подчиненные прослои среди сланцев образуют кварциты. Верхняя подсвита (60–80 м) вновь грубообломочная: кварциты, кварцевые метапесчаники, метатравелиты и метаконгломераты. Суммарная мощность пурпольской свиты 100–400 м.

Согласно на кварцитах верхней подсвиты залегают породы медвежьей

<sup>1</sup> При описании разреза и пород тонодско-бодайбинской серии использованы главным образом результаты полевых и камеральных исследований, проведенных С.П. Кориковским и автором [Кориковский, Федоровский, 1980], кроме того, материалы более ранних исследований и в первую очередь публикации В.К. Головенка, Т.М. Дембо, Т.П. Жадновой, Ю.П. Казакевич, Л.И. Салопа и других [Бурачек, Мирчинк, 1948; Дембо, 1954; Салоп, 1956, 1958, 1964; Казакевич, 1958; Казакевич и др., 1956, 1971; Жаднова, 1961; Головенко, 1976, 1977; и др.], а также многочисленные отчеты сотрудников ПГО Иркутскгеология. Ссылки на этих авторов по праву должны стоять первыми при описании разреза каждой свиты тонодско-бодайбинской серии. Это нужно иметь в виду при чтении дальнейшего текста, так как ссылки во избежание многократных повторов больше не даются.

свиты. Она картируется главным образом на склонах всех трех поднятий Чуйско-Лонгдорской зоны и только в Лонгдорском поднятии установлена в его сводовой части, где медвежевская свита входит в состав нерасчлененной толщи, имеющей здесь другое название (истанакская свита, см. ниже). В основании свиты располагается базальный высокожелезистый горизонт, имеющий маркирующее значение: он установлен и прослежен нами на расстоянии около 350 км вдоль зоны поднятий. Горизонт слагают хлорит-анкерит-кварцевые сланцы, магнетит-анкерит-кварцевые, иногда полимиктовые метапесчаники и туфопесчаники, содержащие послойные тела метадиабазов. Уникальная особенность сланцев базального горизонта — необычайно высокая железистость хлорита (80–90%). Именно это обстоятельство наряду со своеобразным составом горизонта в целом и определяет его маркирующее значение. В условиях повышенного метаморфизма породы горизонта преобразованы в магнетитсодержащие роговообманково-эпидот-мусковитовые параамфиболиты, хлорит-гранат-магнетит-куммингтонитовые, роговообманково-гранат-хлорит-анкеритовые сланцы и параамфиболиты, стильпно-мелансодержащие куммингтонит-гранатовые амфиболиты и железистые кварциты.

Залегающая над базальным горизонтом основная часть разреза медвежевской свиты представлена метапсаммитами. В участках, близких к сводам поднятий, в составе свиты преобладают полимиктовые известковистые хлорит-серицит-анкерит-альбит-кварцевые метапесчаники. Среди них встречаются прослои метаалевролитов и метавраделитов, а в нижней части разреза, на границе с базальным горизонтом — пуддинги с галькой плагиогранитов и кварцитов. Отдельные "плавающие" гальки этих пород встречаются и в других частях свиты. Строение ее разреза несколько меняется при переходе к склонам поднятий, обращенным к внутренней зоне. Здесь преобладают биотит-гранат-хлорит-серицитовые, биотит-анкерит-хлорит-серицитовые метапесчаники и метаалевролиты, пуддинги с галькой плагиогранитов, углеродистые, богатые ильменитом, серицит-хлоритовые и гранат-хлорит-серицитовые сланцы. По мере продвижения по дуге от Лонгдорского к Тонодскому и Чуйскому поднятиям заметно постепенное замещение сланцев песчаниками, а затем гравелитами и конгломератами. Возрастает и мощность свиты от 600–700 до 2200 м. На крайнем западном фланге рассматриваемой полосы медвежевской свиты внутренних склонов поднятий метаконгломераты начинают преобладать над мелкообломочными породами. В их цементе присутствует туфогенный материал. Одновременно в разрезе свиты появляются прослои и пачки основных и кислых метатуфопесчаников, метадиабазов, метакератофиров. Несмотря на заметные фациальные изменения свиты, она картируется очень уверенно, так как во всех без исключения разрезах присутствует ее маркирующий базальный горизонт, позволяющий точно определять подошву свиты. Вместе с тем в подавляющем большинстве мест породы медвежевской свиты перекрыты сланцами хайвергинской свиты: по резкой смене метапесчаников и грубообломочных пород темными сланцами устанавливается ее кровля.

Хайвергинская свита картируется только в пределах внутренней зоны и на склонах поднятий, обращенных к этой зоне. Свита контрастна и четко отделяется от выше- и нижележащих толщ темным цветом и тонкообломочным составом пород. Обычно это темные графитистые сланцы, состав которых меняется в зависимости от того, в какую часть зонального метаморфического ореола попадает свита: хлорит-серицит-ильменит-альбит-кварцевые или гранат-цойзит-хлорит-серицитовые сланцы. Среди этих пород редкие пласты сложены метапесчаниками, метавраделитами и гранат-цойзитовыми амфиболитами. Мощность хайвергинской свиты 700–1000 м.

Выше располагается бугарихтинская свита, состоящая из двух подсвит. Нижняя подсвита (650–950 м) — метавраделиты и метапесчаники (200–400 м); чередование метапесчаников, метаалевролитов, сланцев, параамфиболитов (100–750 м); пепельно-серые слабо углистые, иногда анкеритсодержащие кварцито-песчаники с горизонтом метаконгломератов, содержащих гальку плагиогранитов и идентичных таким же породам в составе медвежевской свиты (20–150 м). Верхняя подсвита (500–570 м) — шелковистые серицит-хлорит-ильменитовые сланцы с биотитом, гранатом

и ставролитом в зонах повышенного метаморфизма (320–350 м); желтоватые метапесчаники с пирротином (120–175 м); черные карбонатные сланцы и метаалевролиты (50–100 м). Суммарная мощность бугарихтинской свиты 1200–1500 м. По мере удаления от поднятий в глубь внутренней зоны нагорья она возрастает до 2000 м.

Разрез бугарихтинской свиты отличается постепенным увеличением известковистости пород в верхней ее части. По появлению чистых мраморов выделяется следующая, бодайбокская свита. Но прежде чем привести ее характеристику, нужно отметить, что в сводовой части Лонгдорского поднятия разрез толщи, заключенной между пурпольскими кварцитами и мраморами, которые по стратиграфическому положению отвечают бодайбокской свите внутренней зоны, отличается от разреза, приведенного выше. Это отличие состоит в том, что здесь не удастся выделить толщу сланцев, отвечающую хайвергинской свите внутренних районов. Место хайвергинских сланцев здесь занимают метапесчаники. В связи с этим нерасчлененную часть разреза в центральной части Лонгдорского поднятия предлагается выделять в качестве *истанахской свиты* (название дано по р. Истанах, где располагается опорный разрез), отвечающей нерасчлененным медвежевской, хайвергинской и бугарихтинской свитам других районов. В нижней части истанахской свиты залегает высокожелезистый горизонт мощностью 5–30 м: хлорит-магнетит-кварцевые, хлорит-серицит-биотит-магнетит-анкерит-альбит-кварцевые сланцы, хлорит-биотит-магнетит-анкерит-альбит-кварцевые и хлорит-магнетит-альбит-серицит-анкерит-кварцевые метапесчаники, небольшие послонные тела метадиабазов; железистость хлорита в сланцах уникально высока — 80–92%, в метапесчаниках она ниже — 50–80%. Совершенно очевидно, что этот горизонт как по составу, так и по положению в разрезе (он залегает здесь на кварцитах пурпольской свиты) идентичен базальному высокожелезистому горизонту медвежевской свиты других районов. В средней части разреза располагаются среднезернистые хлорит-серицит-анкерит-альбит-кварцевые метапесчаники, иногда — пуддинги с галькой плагиогранитов. Верхняя часть свиты представлена черными, богатыми пиритом хлорит-серицит-графит-кварцевыми и анкерит-серицит-графит-альбит-кварцевыми сланцами с прослоями метапесчаников и мраморов. Известковистость в ней нарастает снизу вверх по разрезу и в конце концов эти породы сменяются мраморами вышележащей булбухтинской свиты. Верхняя часть истанахской свиты, как видим, очень сходна с разрезом бугарихтинской свиты других районов нагорья и, таким образом, ожидаемая здесь между типичными породами медвежевской и бугарихтинской свит сланцевая хайвергинская свита не обнаруживается. Именно это обстоятельство вынуждает выделять новую, истанахскую свиту.

Вернемся к характеристике разреза внутренней зоны нагорья. Мы выяснили, что на породах бугарихтинской свиты согласно располагаются мраморы *бодайбокской свиты*. В широкой полосе внутренней зоны, примыкающей к склонам поднятий, бодайбокская свита неоднократно вскрывается на крыльях многочисленных синклинальных структур и отличается исключительно выдержанным составом и мощностью (100–130 м). По мере приближения к центральной части нагорья и к его южному краю мощность этой свиты достигает соответственно 500 и 1600 м. Мраморы бодайбокской свиты имеют голубовато-серую окраску и на 95–100% состоят из кальцита. По существу, бодайбокская свита благодаря своему устойчивому составу и контрастности может рассматриваться как маркирующий горизонт. В своде Лонгдорского поднятия место бодайбокской свиты занимает давно выделяемая здесь *булбухтинская свита* доломитовых и кальцитовых мраморов видимой мощностью 250–300 м.

Стратиграфически выше бодайбокской свиты залегают породы *божухтинской свиты* (300–500 м) — биотит-хлорит-серицит-полевошпат-кварцевые графит-содержащие метапесчаники, прослои роговообманково-двуслюдяных сланцев, анкерит-плагиоклаз-кварцевых мраморов и кианит-мусковитовых кварцитов. Вышележащая *угаханская свита* (400–500 м) отличается существенно карбонатным составом. В нижней части свиты преобладают кальцит-доломит-кварцевые графитсодержащие

мраморы, в верхней — цоизит-биотит-мусковит-хлорит-анкерит-кальцит-кварцевые графитсодержащие сланцы (400–900 м). Далее следует хомолхинская свита (400–900 м) слюдисто-кварцевых (иногда углеродистых) сланцев и метаалевролитов, метапесчаников с прослоями песчанистых мраморизованных известняков. Характерна вкрапленность пирита и пирротина. Над ней располагается имняхская свита существенно карбонатного состава. Это мраморизованные известняки, мраморы, мергели, слюдисто-карбонатные и двуслюдяные сланцы; последние в зонах повышенного метаморфизма содержат гранит и ставролит. Мощность свиты 300–400 м на севере и в центре внутренней зоны, 1000–1500 м в ее южной части. В этом же направлении изменяется состав свиты — вместо известняков основное развитие получают карбонатные метапесчаники и слюдисто-карбонатные сланцы.

Над имняхской свитой согласно залегает мощная толща осадочных пород, уже давно выделяемая многими геологами как бодайбинская подсерия. В основании этой подсерии, занимающей большие площади на юге внутренней зоны нагорья, располагается аунакитская свита, резко отличающаяся составом пород от подстилающих отложений имняхской и других свит. В северной части ареала своего распространения аунакитская свита обнаруживает четкую стратификацию и состоит из трех подсвит. В нижней преобладают слюдистые, нередко известковистые кварциты с единичными прослоями сланцев (600 м); средняя подсвита (300–700 м) имеет существенно сланцевый состав: кварц-серицитовые сланцы вмещают лишь отдельные прослои кварцитов и песчанистых мраморов; верхняя подсвита (400–500 м) сложена кварцитами с редкими прослоями кварц-серицитовых сланцев. Количество кварца в породах аунакитской свиты достигает 60–90%. Это и определяет ярко выраженный мономиктовый или олигомиктовый состав свиты, сформировавшейся в результате размыва и переотложения продуктов коры выветривания.

В южной части зоны аунакитская свита не расчленяется на подсвиты. Здесь она сложена слюдистыми кварцевыми метапесчаниками и кварцитами, среди которых присутствуют пачки кварц-серицитовых сланцев и метаалевролитов. В зонах повышенного метаморфизма последние превращены в биотит-кварцевые и гранат-двуслюдяные сланцы. Мощность свиты резко колеблется от 200 до 1500 м.

С аунакитской свитой связана постепенными переходами залегающая выше вачская свита. По составу пород обе эти свиты сходны, но вачская свита отличается преобладанием в ее разрезе черных углистых серицит-кварцевых сланцев и метаалевролитов, среди которых находятся подчиненные пласты черных кварцевых метапесчаников и черных кварцитов. Для всех пород свиты, как видим, характерно обилие углистого вещества, что наряду с другими признаками обуславливает контрастный вид свиты, имеющей маркирующее значение при картировании. В зонах повышенного метаморфизма в породах появляются хлоритоид и кианит. Мощность вачской свиты изменяется от 50–300 м в центре внутренней зоны до 500–700 м на ее юге.

Выше вачской свиты располагается анангская свита, породы которой образуют ядерную часть Бодайбинского прогиба. В ее составе обособляются две подсвиты. Нижняя сложена аркозовыми, реже полимиктовыми метапесчаниками, черными углистыми филлитами, редкими прослоями мраморизованных известняков. Обломочный материал метапесчаников представлен мусковитом, биотитом, плагиоклазом, цемент-кварцем, серицитом, карбонатом, углистым веществом. В южном направлении роль полимиктовых метапесчаников в разрезе подсвиты возрастает. Мощность тоже нарастает по мере продвижения с севера (300 м) на юг (800 м). Верхняя подсвита занимает гораздо большие площади. В ее составе преобладают полимиктовые метапесчаники (граувакки). В их обломочном материале присутствуют кварц, кислые и средние плагиоклазы, слюды, роговая обманка, эпидот, обломки пород. Подчиненные прослои образуют метаалевролиты и метагравелиты, иногда мелкогалечные метаконгломераты. Состав их обломочного материала: плагиограниты, гранофиры, кератофиры, спилиты, метадиабазы, амфиболиты. Таким образом, начиная с анангской свиты, в составе осадочных отложений тонодско-бодайбинской серии появляется совершенно

новый обломочный материал, свидетельствующий о смене питающей провинции. Мощность верхней подсытки подвержена колебаниям, которые отражают тенденции, общие для всей внутренней зоны — она увеличивается по направлению с севера на юг от 900—1500 до 2500 м. Мощность всей анангской свиты составляет 1200 м в центральной части зоны и 3300 м на юге.

Завершает видимый разрез тонодско-бодайбинской серии и лигирская свита (1000 м) метапесчаников и филлитовидных сланцев, содержащих редкие горизонты доломитов.

Суммарная мощность серии 6—10 км в северных районах нагорья и 10—16 км в южных. Нужно сказать, что, несмотря на большую степень детальности изучения разрезов, такая оценка суммарной мощности серии достаточно субъективна, ибо, как и в случае с удоканской серией Олекмо-Витимской горной страны, мощность тех или иных свит выясняется при помощи построения профилей, основу которых составляют наблюдения по поверхности, более или менее удачно интерпретированные на глубину.

Рассматривая разрез тонодско-бодайбинской серии в целом, следует отметить, во-первых, очень хорошо выраженное циклическое ее строение и, во-вторых, бросающееся в глаза отличие верхней части серии, отвечающей анангской и илигирской свитам, от всех остальных свит нижней части разреза по составу обломочного материала псаммитов и псефитов.

Представления о расчленении серии на свиты, об объеме тех или иных свит и даже об их наименованиях складывались постепенно, в течение десятилетий геологического изучения региона, причем нередко в острых дискуссиях. В итоге сложившаяся стратиграфическая схема оказалась лишенной какого-то единого методического подхода. Казалось бы, целесообразнее всего было учесть при расчленении циклический характер, присущий всему разрезу серии. Создается, однако, впечатление, что в основе всех схем стратиграфии лежит чисто литологический подход, несовершенство которого ввиду фациальных изменений толщ очевидно. Вместе с тем сложившаяся в течение многих лет система собственных наименований свит, подсерий и серий, какой бы она ни была неудачной, стала привычной, много раз употреблялась и публиковалась, так что изменять ее теперь нецелесообразно. Попробуем поэтому, сохранив прежние объемы и наименования свит, прежде всего проанализировать стиль изменений разреза снизу вверх по стратиграфической вертикали. Отчетливо видна тенденция к неоднократному повторению крупных циклов, вещественные изменения в которых отражают смену грубообломочных пород мелкообломочными и карбонатными. Иными словами, это трансгрессивно-регрессивные циклы. Их насчитывается семь.

I цикл неполный, он охватывает только одну ходоканскую свиту, II цикл включает пурпольскую, медвежевскую и хайвергинскую свиты, III цикл — бугарихтинскую и бодайбоканскую, IV цикл — божуихтинскую и угаханскую, V цикл — хомолхинскую и имняхскую, VI цикл — аунакитскую и вачскую (этот цикл неполный, редуцирована его верхняя часть), а VII цикл — анангскую и илигирскую свиты.

Не все перечисленные циклы равнозначны. В основании II и VI циклов локализованы мономиктовые (кварцевые) и высокоглиноземистые породы — продукты размыва и переотложения древней коры выветривания (пурпольская и аунакитская свиты). Эти циклы должны расцениваться, по-видимому, как единицы первого порядка, отражающие максимальные трансгрессии. III—V циклы начинаются грубообломочными породами, средние их части сложены метаморфизованными песчаниками, алевролитами и сланцами, а верхние — карбонатными породами. Каждый из них охватывает, таким образом, полный спектр изменений, сопровождавший трансгрессию и наступавшую затем регрессию в бассейне седиментации. Вместе с тем эти трансгрессии не были столь обширными, как в течение II и VI циклов. Исключение в какой-то степени составляет, по-видимому, IV цикл. В составе божуихтинской свиты, которой он начинается, среди метапесчаников в виде прослоев встречаются, как указывалось выше, кварциты с кианитом. Это может свидетельствовать о более глубокой, чем в предыдущем

цикле, трансгрессии, которая временами достигала тех районов, где еще сохранялась кора выветривания.

Определенные трудности возникают при оценке VI цикла (аунакитская и вачская свиты). Здесь налицо признаки мощной трансгрессии, которая быстро сменяется регрессией моря, что отмечается появлением в составе средней подсвиты аунакитской свиты сланцев и мраморов. Новая трансгрессия выражена в накоплении кварцитов верхней подсвиты аунакитской свиты, а следующая далее вачская свита черных углистых сланцев и кварцитов либо отвечает продолжающейся трансгрессии, либо (исходя из значительного участия в ее разрезе сланцев) в какой-то мере несет признаки начавшейся регрессии. В любом варианте аунакитско-вачский цикл оказывается неполным: вторая, регрессивная, его половина четко не выражена.

Последний, VII цикл резко отличается от всех предыдущих. Общая тенденция, выраженная сменой снизу вверх по разрезу грубообломочных пород мелкообломочными и карбонатными и свойственная более ранним циклам тонодско-бодайбинской серии, сохраняется и здесь. Вместе с тем в составе обломочного материала псаммитов и псефитов появляется новый компонент, свидетельствующий о кардинальной смене области сноса.

Таким образом, если выделять всю толщу осадочно-метаморфических пород внутренней зоны Патомского нагорья в ранге серии провинциальной стратиграфической шкалы, то в качестве наиболее крупных ее подразделений (подсерий), отражающих ярко выраженные циклы седиментогенеза, должны выступать не семь, а пять подсерий.

Здесь уместно заметить, что хотелось бы, насколько это возможно, воздержаться от введения новых наименований стратиграфических подразделений. Десятки уже употреблявшихся и стихийно возникавших названий, накопленных за почти вековую историю геологического изучения региона, не только практически исчерпали арсенал наименований местных географических пунктов, но и затрудняют восприятие реального геологического материала. Для геологов, приступающих к изучению этой крупной территории, громоздкий и запутанный каскад названий тех или иных компонентов стратиграфического разреза Патомского нагорья, переполняющих литературу, представляет ребус, с трудом поддающийся расшифровке. Кроме того, геологам, занимающимся практическим картированием, хорошо известно, что гипноз стратиграфических названий очень устойчив: нередко в дискуссиях по различным вопросам региональной геологии их участники оперируют не названиями реальных пород, не конкретными разрезами, а собственными наименованиями, под которыми очень часто понимаются чрезвычайно субъективные образы.

Предлагается поэтому следующая схема собственных названий подсерий (снизу вверх): 1) кевактинская (в составе пока одной ходоканской свиты), 2) тепторгинская (пурпольская, медвежевская, хайвергинская, бутарихтинская и бодайбокканская свиты), 3) кадаликанская (божухтинская, угаханская, хомолхинская и имняхская свиты), 4) кропоткинская (аунакитская и вачская свиты). Все перечисленные наименования, кроме одного (кропоткинская подсерия), применялись в прежних схемах стратиграфии.

Предлагаемый вариант учитывает многие особенности разреза тонодско-бодайбинской серии, а само такое расчленение оказывается очень устойчивым на больших территориях и может быть осуществлено, несмотря на заметные колебания в фациях отложений. Эта схема не по формальным названиям стратиграфических подразделений, а по существу не согласуется с тем распределением на подсерии, которое принято в подавляющем большинстве работ по стратиграфии этого региона. Такое расхождение имеет принципиальный характер и отражает те изменения, которые стали необходимыми в результате наших исследований. [Кориковский, Федоровский, 1980]. Мы вернемся к их обсуждению в конце главы, после изложения данных по метаморфизму, магматизму и тектонике.



Выше уже упоминалось, что в Патомском нагорье, по существующим представлениям, проявлены три эпохи метаморфизма: ранне-, средние и позднепротерозойская—раннепалеозойская. Между тем уже неоднократно обнаруживались факты, противоречащие таким представлениям. Так, например, во внутренней зоне нагорья даже те авторы, которые продолжали отстаивать взгляды о существовании здесь трех комплексов протерозоя, объективно указывали на отсутствие между всеми ними или между средним и верхним комплексами метаморфического несогласия, иначе говоря, разницы в степени метаморфизма. Именно поэтому отдельные исследователи высказывали мнение о двух, а не трех эпохах проявления метаморфизма в Патомском нагорье.

В результате наших работ<sup>1</sup> было выяснено, что регионально проявленный в нагорье зональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа был одноактным. Чрезвычайно важно, что эта зональность не затрагивает истинно рифейские толщи внешней (Приленской) зоны нагорья. Об этом, кроме результатов картирования зональности, бесспорно свидетельствует тот очевидный факт, что в гальке базальных конгломератов рифея присутствуют не только многие разновидности пород из кианит-силлиманитового метаморфического ореола, но и синметаморфические мусковитовые граниты.

На основе схемы метаморфических субфаций, разработанной С.П. Кориковским [1979], в Патомском нагорье в пределах единого ореола выделяется ряд низко- и среднетемпературных зон.

По бедным СаО метapelлитам и метасаммитам устанавливаются зеленосланцевая и ставролитовая фации. Зеленосланцевая фация подразделяется на биотитовую и альмандин-хлорит-хлоритоидную субфации. При этом в составе биотитовой субфации отмечаются три температурные ступени: самая ранняя — пиррофиллит-хлоритовая, затем — пиррофиллит-хлорит-хлоритоидная и кианит-хлоритоидная. В пределах альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации выделяются также три ступени, отражающие нарастание температуры: нижняя (изограда альмандина), средняя и верхняя. Микросондовое изучение гранатов этой субфации свидетельствует о прогрессивном характере зональности. С.П. Кориковский указывает, что интервалы колебания железистости гранатов из всех свит, охваченных метаморфическим ореолом, одинаковы, а их прогрессивная зональность однотипна как в качественном, так и в количественном выражении. Это еще раз убеждает в том, что здесь нет признаков проявления более раннего метаморфизма, что неизбежно привело бы к искажению зональности в гранатах. Между тем данная субфация и температурные ступени охватывают как раз те толщи, для которых предполагался не только разный возраст, но и разный метаморфизм.

Ставролитовая фация включает четыре субфации. Самая нижняя, ставролит-хлоритоидная, включает четыре температурные ступени: альмандин-хлоритовую, биотит-хлоритоид-хлоритовую, биотит-хлоритоид-ставролитовую и ставролит-альмандиновую. По данным микросондовых анализов, гранат и здесь обнаруживает однотипную прогрессивную зональность. Следующая, ставролит-хлоритовая, субфация отличается полным исчезновением хлоритоида; с ростом температуры нарастает магнетизальность граната и продолжается снижение предельной железистости хлорита. Дальнейшее повышение температуры приводит к появлению ассоциации кианит-биотит-ставролитовой субфации, которая сопровождается исчезновением хлорита, понижением предельной железистости граната до 80. Наиболее высокотемпературная силлиманит-ставролитовая субфация обнаруживается в западной части Лонгдорского поднятия.

В целом в бедных СаО породах Патомского нагорья обнаруживается изобарический

<sup>1</sup> Детальное изучение метаморфизма выполнил С.П. Кориковский. Анализ парагенезисов обеспечен главным образом новыми данными, которые наряду с результатами изучения шлифов включают значительное число оригинальных химико-аналитических, рентгено-структурных и микросондовых определений. Детальное изложение этих материалов приведено в двух монографиях [Кориковский, 1979; Кориковский, Федоровский, 1980] и в ряде статей. Настоящий раздел написан с использованием указанных материалов.

характер метаморфизма. С.П. Кориковский приходит к выводу о том, что кианит-силлиманитовый ореол этой территории отличается от других комплексов кианит-силлиманитового типа необычайно широкой стабильностью ставролита; это указывает на минимальные для подобных комплексов литостатические давления (4,5–5,5 кбар).

По породам, обогащенным СаО, в составе зеленосланцевой фации выделяются биотитовая, альмандин-хлорит-хлоритоидная субфации, а в ставролитовой фации — ставролит-хлоритоидная, кианит-биотит-ставролитовая и ставролит-силлиманитовая субфации. В целом парагенезисы и метapelитов (пород, бедных СаО), и основных пород (богатых СаО) указывают на метаморфизм при высоком давлении  $\text{CO}_2$ .

Метаморфические критерии и прежде использовались некоторыми авторами в качестве аргументов для обоснования разного возраста тех или иных частей рассматриваемого здесь стратиграфического разреза. Важно поэтому еще раз отметить, что новые данные противоречат представлениям о неоднократном проявлении метаморфизма в регионе: петрологические критерии оказываются совершенно идентичными для всех свит изученного разреза и однозначно указывают на существование единого зонального ореола, возникшего в результате одноактного метаморфического процесса.

На доказательство дорифейского возраста метаморфизма уже указывалось. Лучше всего об этом свидетельствует присутствие метаморфических пород в гальке базальных конгломератов рифея (баллаганакская подсерия провинциальной стратиграфической шкалы). Если продвигаться вдоль зоны поднятий, обращенной к Приленской зоне — от Чуйского поднятия к Тонодскому и далее к Лонгдорскому, — то на расстоянии около 300 км можно наблюдать соотношения рифейских (верхнепротерозойских) толщ с зонально метаморфизованными толщами и прорывающими их гранитами. Так, в северо-западной части Чуйского поднятия в основании баллаганакской подсерии залегают микроклинсодержащие аркозы, песчаники с кластогенным пегматоидным мусковитом и конгломераты с галькой раннепротерозойских гранитов и метаморфических пород ходоканской, пурпольской и медвежьей свит (кварциты, хлоритоидные сланцы, зеленые туфопесчаники, метадиабазы). Здесь же отмечается совпадающее со стратиграфическим несогласием и метаморфическое несогласие: метаморфизм пород баллаганакской подсерии отвечает хлорит-серицитовую (добиотитовую) субфации, тогда как подстилающие породы метаморфизованы как минимум в условиях биотитовой субфации. На северных склонах Тонодского поднятия конгломераты баллаганакской подсерии с размывом и несогласием залегают на породах ходоканской, пурпольской, медвежьей и хайвергинской свит, а также на гранитах двух крупных массивов — Кевактинского и Амандраковского. В гальке конгломератов встречаются граниты и многие разновидности пород из состава перечисленных свит. Метаморфизм рифейских отложений равномерный и не превышает добиотитовой субфации, тогда как породы свит, подстилающих конгломераты баллаганакской подсерии, охвачены зональным метаморфическим ореолом (биотитовая и гранатовая субфации). Разрыв в степени метаморфизма выражен, таким образом, очень контрастно.

Резкое метаморфическое несогласие обнаруживается и в пределах Лонгдорского поднятия [Кориковский, Федоровский, 1977, 1980]. Конгломераты баллаганакской подсерии, измененные в условиях начального метаморфизма (хлорит-серицитовая субфация), почти под прямым углом пересекают шесть изоград зонального метаморфического ореола, достигающего здесь зоны граната и охватывающего породы ходоканской, пурпольской, истанакской (медвежьей, хайвергинской и бугарихтинской) и бульбухтинской свит. В гальке конгломератов установлены многие метаморфические породы этих свит (не обнаружены только доломитовые мраморы бульбухтинской свиты) и в изобилии прорывающие их граниты.

Фактические данные свидетельствуют, таким образом, о том, что размыв и стратиграфическое несогласие между рифейскими толщами и теми толщами, возраст которых мы [Кориковский, Федоровский, 1980] считаем раннепротерозойским, "дублируется" и метаморфическим несогласием. Само по себе это обстоятельство не привлекло бы особого внимания, если бы конгломераты присутствовали повсеместно в основании

рифейского разреза. Тогда достаточно было бы изучить состав галек, чтобы получить определенный вывод о соотношениях толщ. К сожалению, на значительном по протяжению (около 80 км) участке, расположенном между Тонодским и Лонгдорским поднятиями, конгломераты баллаганахской подсерии замещаются песчаниками. Ситуация еще более усложняется из-за того, что на большом расстоянии здесь контактируют, как выяснилось, баллаганахские песчаники и сходные с ними по составу и текстуре метапесчаники медвежьей и бугарихтинской свит. Если учесть, что азимутальные несогласия между разновозрастными толщами отсутствуют (а такие ситуации типичны для докембрия и палеозоя всей Байкальской горной области), то станет ясно, почему обнаружение контакта толщ разного возраста оказывается здесь трудной задачей, не поддающейся решению с применением обычных геологических методов. В этом случае для расчленения разновозрастных комплексов, обладающих столь сильно выраженной конвергенцией признаков, решающее значение приобретают метаморфические критерии, геологическое значение которых проверено на других участках, где присутствуют конгломераты.

Прослеживание метаморфического несогласия в районе, расположенном между Тонодским и Лонгдорским поднятиями, позволило обнаружить и реальную геологическую границу, которая под очень небольшим углом постепенно срезает складчатые структуры, синхронные зональному метаморфизму и образованные породами тонодско-бодайбинской серии. Указанная граница идентифицируется как подошва патомской серии рифея. Детальное описание этого контакта приведено в более ранних публикациях [Кориковский, Федоровский, 1977, 1980]. Здесь укажем лишь, что метаморфическое несогласие в этом районе выглядит очень резко: изограды зонального метаморфического ореола ориентированы в северо-восточном направлении и под прямым углом срезаются слабо измененными (добиотитовая зона) песчаниками. Разрыв в степени метаморфизма очень велик, и в максимальном виде здесь оказываются пространственно совмещенными добиотитовая и ставролитовая зоны. В других частях рассматриваемой площади — это контакт между добиотитовой и гранатовой или добиотитовой и биотитовой зонами. Нужно подчеркнуть, что метаморфическое несогласие выражено резким скачком, разрывом, а не постепенным переходом в нарастании метаморфизма, как это представлялось до сих пор многим исследователям района.

Зона метаморфического несогласия прослеживается на северо-запад, к Тонодскому поднятию, и на юго-восток, к Лонгдорскому поднятию, где она смыкается с границей метаморфического несогласия, картируемого по конгломератам, расположенным в основании баллаганахской подсерии патомской серии рифея, и где эта зона, таким образом, имеет вполне определенное геологическое выражение.

Характеристика метаморфизма будет более полной, если рассмотреть особенности планового узора метаморфических изоград на территории Патомского нагорья. Целесообразно, однако, сделать это в разделе "Тектоника", так как конфигурация и ориентировка изоград метаморфического ореола совпадают с ориентировкой складчатых структур, возникших в процессе неоднократных деформаций.

## Магматизм

Гранитоиды занимают большие пространства на территории нагорья. Достаточно отчетливо видны три широкие в плане полосы развития этих пород. Все они имеют, как и другие структуры нагорья, дуговые очертания.

Самая крупная северная полоса совпадает с зоной поднятий нагорья, в пределах которой крупные массивы гранитов следуют почти непрерывно друг за другом. В Чуйском поднятии это очень крупный одноименный массив, а на Тонодском поднятии — Кевактинский и Амандракский массивы, в Лонгдорском поднятии — Бульбухтинский, Окаевский, Лонгдорский и более мелкие Истанахский и Кедровский массивы. Возраст гранитов этой зоны большинство исследователей считают раннепротерозойским. Л.И. Са-

лоп [1967] предполагает, что граниты Амандракского и Окаевского массивов имеют среднепротерозойский возраст.

Граниты, развитые в пределах средней и южной полос, всеми исследователями относятся к мамско-оронскому комплексу позднепротерозойского возраста. Наши данные свидетельствуют о возрастном и генетическом единстве всех гранитоидов Патомского нагорья и о принадлежности их к единому комплексу раннепротерозойского возраста.

**Гранитоиды зоны поднятий.** Эти гранитоиды относятся к числу синметаморфических и подразделяются на автохтонные и аллохтонные. Петрохимические особенности гранитов всех массивов одинаковы: они пересыщены глиноземом, обладают повышенной железнитостью (65–85), близким коэффициентом апаитности (0,77–0,90). Отношение  $K_2O/Na_2O$  колеблется (как, впрочем, и содержание микроклина и плагиоклаза), хотя в целом характерно преобладание калия над натрием. Натровые разности тяготеют, как правило, к краевым и жильным фациям массивов. Спектр аксессуаров одинаков для всех массивов: апатит, турмалин, циркон, сфен [Кориковский, Федоровский, 1980].

Массивная и гнейсовидная текстуры гранитов обнаруживают зависимость от степени метаморфизма. В условиях высокотемпературных зон преобладают автохтонные гнейсовидные граниты и типичные гнейсо-граниты, в экзоконтакте таких массивов широко проявлены магматическое замещение, порфиробластез и фельдшпатизация с образованием очковых гнейсов и теневого мигматитов. В биотитовой и гранатовой зонах граниты обладают массивной текстурой; они имеют резкие контакты с вмещающими породами. Переходы между массивными и гнейсовидными гранитами только постепенные, рвущих контактов нигде не наблюдалось.

Яркая специфика гранитов всех массивов — мощное проявление постмагматических процессов, сопровождавшихся кислотным выщелачиванием. Обычно граниты имеют двуслюдяной или мусковитовый состав. С.П. Кориковский показал, что в раннюю щелочную стадию происходит порфиробластическое новообразование микроклина, замещающего олигоклаз, затем нарастает кислотная тенденция автометасоматоза (альбитизация, окварцевание, мусковитизация). Весьма обычно формирование кварц-мусковитового замещающего комплекса, связанного главным образом с перекристаллизацией гранитов в ставролитовых метаморфических зонах.

Чрезвычайно характерны контакты гранитов с вмещающими породами ходоканской, пурпольской и медвежьей свит. В экзоконтакте всех массивов (обычно экзоконтактовые зоны очень узкие) проявлены фельдшпатизация, мусковитизация, биотизация, турмалинизация и хлоритизация (привнос щелочей и бора). Примечательно, что минерализация в экзоконтакте отвечает температуре той метаморфической зоны, в которую внедрен гранит, а обычные контактовые минералы отсутствуют. Иными словами, термального воздействия не наблюдается. Все это свидетельствует о "холодном" (низкотемпературном) характере гранитов и их пересыщенности летучими, а также о том, что внедрение гранитов происходило в стадию максимума метаморфизма — в уже сформированный метаморфический ореол. Специфический характер экзоконтактовых зон изучен С.П. Кориковским и детально рассмотрен в ряде публикаций [Кориковский и др., 1974; Кориковский, Федоровский, 1980; Лейтес, Федоровский, 1978].

Необходимо кратко остановиться на этом вопросе, так как продукты контактового преобразования высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты и автометасоматических изменений гранитов нередко принимаются за метаморфизованные остаточные коры выветривания. Именно поэтому подошве пурпольской свиты приписывается значение границы, разделяющей разновозрастные докембрийские комплексы.

В экзоконтактовых зонах гранитов происходит мусковитизация высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты. При этом замещение железо-магнезиальных минералов (хлоритоида и хлорита) сопровождается возникновением не чистого мусковита, а богатых магнием и железом фенгита и феррифенгита. Происходит также новообразование хлорита, биотита, альбита и микроклина. Детально изучены все стадии метасоматического процесса. В кианит-хлоритоидных и хлоритоидных сланцах (в участках,

наиболее удаленных от контакта с гранитами) сначала происходит частное или полное замещение кианита мусковитом-фенгитом, затем, с приближением к контакту, мусковит начинает развиваться по хлоритоиду. Образуются мусковит-хлоритоидные сланцы с реликтами кианита. Одновременно возникает турмалин и становится заметным замещение хлоритоида хлоритом (с образованием полных псевдоморфоз). В итоге хлоритоид почти полностью исчезает и на месте хлоритоид-кианит-мусковитовых сланцев (без хлорита), формируются сланцы иного состава — фенгит-хлоритовые и фенгит-турмалин-хлоритовые. Дальнейшее нарастание процессов замещения выражено в полной мусковитизации, альбитизации, а в предельном случае — в микроклинизации. Это приводит к появлению фенгит-кварцевых, фенгит-альбит-микроклин-кварцевых пород, которые ни внешне, ни по составу уже не похожи на исходные кианит-хлоритоидные сланцы [Кориковский и др., 1974].

В целом контактовые изменения сопровождаются привнесом  $K_2O$  (замещение кианита, хлоритоида и хлорита мусковит-фенгитом, микроклинизация) и  $MgO$  (замещение хлоритоида хлоритом, появление биотита за счет хлорита и фенгита, нарастающая фенгитизация мусковитов). Таким образом, высокоглиноземистые породы пурпольской свиты по мере усиления экзоконтактовых изменений приближаются по составу к граниту [Кориковский, Федоровский, 1980]. Именно эти породы и принимаются обычно за продукты остаточной коры выветривания, хотя на самом деле они возникли в процессе метасоматоза.

Низкотемпературные аутометасоматические изменения характерны и для самих гранитов (хлоритизация, альбитизация, биотитизация, окварцевание). Широко, по всей площади массивов, проявлена бластомилонитизация, отражающая высокую изначальную водонасыщенность гранитов. Именно в избытке летучих можно усматривать причины сильного понижения температуры кристаллизации расплавов и интенсивной аутометасоматической переработки гранитов.

Гранитоиды внутренней зоны. Эти гранитоиды давно объединяются в мамско-оронский комплекс [Салоп, 1967; Казакевич и др., 1971; и др.]. Массивы гранитов мамско-оронского комплекса всегда располагаются среди осадочно-метаморфических пород тонодско-бодайбинской серии, возраст большинства которых обычно считается позднепротерозойским. Отсюда и представления о позднепротерозойском возрасте этих гранитов. Довольно многочисленные  $K-Ar$ -датировки гранитов не дают возможности объективно решить вопрос о возрасте, так как все они омоложены (300–400 млн. лет) и не отвечают ни представлениям о позднепротерозойском, ни представлениям о раннепротерозойском возрасте. Вместе с тем в связи с предлагаемым нами пересмотром возраста пород вмещающей тонодско-бодайбинской серии (ее возраст раннепротерозойский) вновь возникает проблема возраста и мамско-оронского комплекса гранитоидов.

Обычно это биотитовые, мусковитовые, но чаще двуслюдяные пегматоидные граниты; нередко гнейсовидные или порфировидные разности. Средний состав (в об. %): плагиоклаз (35–40), микроклин (0–50), кварц (25–40), биотит и мусковит (5–15). Аксессуары — апатит, циркон, сфен, магнетит, турмалин, гранат, монацит. С вмещающими породами граниты имеют как резкие контакты, так и постепенные соотношения через зоны порфиروبласта и мигматизации. Синметаморфическая природа мамско-оронских гранитов проявлена вполне отчетливо. Вместе с тем не наблюдается соответствия между узором изоград метаморфизма и контурами гранитных массивов, на что указывал Л.И. Салоп [1967]. Гранитоиды встречаются в разных метаморфических зонах, и, таким образом, здесь мы вновь сталкиваемся с той же редкой особенностью формирования гранитов, которая характерна для гранитных массивов зоны поднятий. Как и там, становление гранитов мамско-оронского комплекса сопровождается аутометасоматическими процессами (альбитизация, окварцевание, микроклинизация полевых шпатов и биотита). При этом в пегматитах интенсивно осуществляется процесс кварц-мусковитового замещения с формированием месторождений мусковита.

Мы видим, следовательно, что и раннепротерозойские гранитоиды зоны поднятий, и гранитоиды внутренней зоны Патомского нагорья, выделяемые обычно в мамско-оронский комплекс, являются синметаморфическими, их массивы локализованы в пределах единого для всего нагорья метаморфического ореола. И те и другие граниты обнаруживают большое петрографическое сходство и относятся к одной и той же формации двуслюдяных, часто пегматоидных гранитов, богатых летучими и склонных к процессам кислотного выщелачивания, среди которых главное значение имеет мусковитизация. Это и заставляет объединять граниты всех перечисленных массивов в состав единого комплекса, возраст которого по всей сумме данных должен быть принят как раннепротерозойский. Об этом прямо свидетельствуют результаты радиометрического датирования гранито-гнейсов мамско-оронского комплекса из центра Мамской кристаллической полосы — 1900 млн. лет, а также мусковитовых пегматитов этого же комплекса — 1800 млн. лет (термоизохронный метод по цирконам [Соколов и др., 1982]).

Тельмамский массив объединяет граниты, которые Л.И. Салоп [1967] первоначально включал в состав одноименного комплекса протерозойского возраста. Другие авторы [Казакевич и др., 1971] считают их раннепалеозойскими. Тельмамские граниты относятся к числу послеметаморфических. Это равнозернистые и порфировидные амфиболовые, реже пироксен-амфиболовые двуполевошпатовые граниты. Отчетливо выражена эндоконтактовая фация, представленная лейкократовыми амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсовидными гранитами.

Конфигурация массива в плане и характер расположения эндоконтактовой фации, которая в южной и восточной его частях очень узка (около 100 м), а в северо-западной достигает ширины 2 км, позволяют предполагать, что массив имеет форму асимметричного лополита. Наиболее пологоя его ветвь картируется по широкому выходу эндоконтактовой зоны.

По данным Ю.П. Казакевич и соавторов [1971], тельмамские граниты имеют активные рвущие контакты с гранитоидами мамско-оронского комплекса и содержат их ксенолиты. Они прорывают почти все свиты тонодско-бодайбинской серии, в экзоконтактовых зонах развиты роговики. Характер соотношений тельмамских гранитоидов с венд-нижнекембрийскими отложениями, локализованными в крупных грабенах, которые расположены южнее массива, остается невыясненным. Граниты и здесь прорывают какие-то измененные осадочные породы, но среди геологов, изучавших эти контакты, нет единого мнения о том, принадлежат ли роговики венд-нижнекембрийским или более древним образованиям.

С.Д. Шер и А.К. Кондратенко [Казакевич и др., 1971] выделили циркон из крупновесовой пробы гранитов Тельмамского массива, возраст которого, по определению Н.И. Ступниковой и С.И. Зыкова [Тугаринов и др., 1965], равен 1800 млн. лет (свинцовый метод). Корректность этого определения подвергается сомнению [Геохронология..., 1968]. Вместе с тем очевидно, что по своему составу, форме массива, петрохимическому типу, характеру соотношений с метаморфическими породами тельмамские граниты близки, если не идентичны, амфиболовым гранитам кодарского комплекса соседней Олекмо-Витимской горной страны, а также гранитам татарниковского комплекса Прибайкалья. Раннепротерозойский возраст тех и других доказан геологическими и радиометрическими данными. Для предположений об ином — позднепротерозойском или палеозойском — возрасте тельмамских гранитоидов нет оснований.

Кроме Тельмамского массива, в южной части региона выделяются еще два относительно небольших массива постметаморфических гранитов — Джегдакарский и Синьский. Их характеристике посвящена довольно обширная литература, но представления разных авторов о составе и возрасте гранитов противоречивы [Зилов, 1959; Казакевич и др., 1971; Салоп, 1967; Малых и др., 1974; и др.]. С.Д. Шер [1961], Ю.П. Казакевич и соавторы [1971] выделяют в средней и южной частях нагорья два комплекса даек лампрофиров, диоритов и порфиров (кадали-бутуинский и аглан-янский), образующих протяженные пояса. Твердых доказательств возраста этих тел не существует.

Одна из наиболее эффективных и контрастных структур юга Восточной Сибири — Байкало-Патомская складчатая дуга. Патомское нагорье располагается в зоне максимального изгиба этой гигантской складчатой системы. Отдельные крупные структуры и их группы, а также вопросы тектоники всего Патомского региона неоднократно рассматривались в работах многих авторов [Казакевич, 1956 а,б; Шер, 1961; Кондратенко, Шер, 1960; Жаднова, 1962; Салоп, 1964, 1967; Казакевич и др., 1971; Флаасс, 1971, 1975; Кориковский, Федоровский, 1980 и др.].

Исследованиями последних лет выяснено, что складчатая структура нагорья была сформирована в процессе многократных пластических и хрупких деформаций, сопровождавшихся становлением гранито-гнейсовых куполов. Интегральная структура региона оказывается, таким образом, гораздо более сложной, чем это представлялось ранее.

В тектоническом отношении территория Патомского нагорья подразделяется на две неравные по площади области. Одна из них ( $2000 \text{ км}^2$ ) расположена в южной части нагорья и характеризуется развитием простых линейных структур, возникших в результате одноактной деформации. Формирование линейной складчатой системы сопровождалось здесь равномерным слабым метаморфизмом пород тонодско-бодайбинской серии в термодинамических условиях добититовой (хлорит-серицитово-зеленосланцевой) фации. Другая область занимает остальную часть нагорья ( $40000 \text{ км}^2$ ) и отличается многократным проявлением пластических деформаций, протекавших на фоне контрастно выраженного зонального метаморфизма, достигавшего силлиманитовой зоны амфиболитовой фации, и ультраметаморфизма. При этом складки первого этапа деформаций обнаруживаются повсеместно, в обеих областях, однако в ненарушенном виде они сохранились только в пределах первой из них.

Область одноактной деформации занимает бассейны рек Бодайбо, Энгажимо и их притоков. Здесь картируются многочисленные прямолинейные субширотные синклинали и антиклинали. Шарниры структур ориентированы субгоризонтально, в связи с чем отдельные складки прослеживаются на большие расстояния. В пределах области одноактной деформации их протяженность составляет 50–80 км. Это, однако, неполная их длина. Нередко без перерыва складки прослеживаются в области повторных деформаций, где выясняется, что их истинная протяженность достигает иногда 250–400 км.

Основная особенность морфологии складок области одноактной деформации была давно отмечена С.Д. Шером [1961]: на одних участках это сочетание узких, тесно сжатых гребневидных антиклиналей (с резким изломом пластов в замках) и широких плоских синклиналей на других — пакеты изоклинальных структур с острыми замками как у антиклиналей, так и у синклиналей.

В центральной части области зеркало складчатости неровное и описывает крупные син- и антиформы, отражающие прогибы и поднятия в структуре фундамента. При этом в прогибах развивается синклинозная система складок, а на поднятиях — антиклинозная. Ю.Б. Казакевич, С.Д. Шер и другие соавторы [1971] выделяют эти основные структуры области как Бодайбинское, Маракано-Тунгусское, Хомолхо-Илигирское синклинальные погружения и Тамаракское, Кропоткинское и Кадаликанское антиклинальные поднятия.

Осевые поверхности складок обычно вертикальные, плоские. Параллельно им развиты кливаж и сланцеватость, выраженная ориентированным расположением хлорита и серицита. Крутое расположение осевых поверхностей изменяется лишь по мере приближения к границам области повторных деформаций, со всех сторон охватывающей зону автохтона. При этом, если продвигаться с юга на север, то можно видеть, что происходит постепенное выполаживание осевых поверхностей  $E_1$  при сохранении их первоначальной субширотной ориентировки. Иная картина наблюдается, если проследить  $F_1$  в западном или восточном направлениях. Искажение первоначального положения осевых поверхностей и ориентировки складок происходит очень резко, на коротких расстояниях и, таким образом, контуры области одноактной деформации карти-

руются здесь достаточно точно. В целом нужно еще раз отметить, что повышение степени метаморфизма пород, как выяснилось, повсеместно совпадает с изгибами складок первой генерации вокруг шарниров складок второй генерации, и, таким образом, картируемый в плане узор изоград метаморфизма оказывается дисконформным по отношению к структурам первого этапа деформаций, но конформным со структурами второго этапа.

Область повторных деформаций и гранито-гнейсовых куполов со всех сторон окружает территорию, где проявлены складки только первой генерации. Прослеживание ранних складок по простиранию показало, что их изначальная субширотная ориентировка нарушается при переходе через узкие зоны тесно сближенных изоград биотита, граната, ставролита и силлиманита. Здесь наблюдаются то плавные, то резкие изгибы осевых поверхностей  $F_1$ , обрисовывающих, таким образом, замки складок  $F_2$ . Возможность прослеживания в пределах области повторных деформаций отдельных складок  $F_1$  на столь большие расстояния (250–400 км) обусловлена тем обстоятельством, что шарниры  $F_2$  имеют чаще всего субвертикальное положение. В результате в плане хотя и наблюдается резкий изгиб осевых поверхностей, крыльев и замков складок первой генерации, общий их рисунок (синклинальный или антиклинальный) сохраняется, сами складки легко распознаются и картируются, а их шарниры, несмотря на деформацию  $D_2$ , остаются субгоризонтальными. Разумеется, такая картина нарушается в тех участках, где шарниры складок второй генерации оказываются не вертикальными, а наклонными или близкими к горизонтальным. В таких случаях картирование складок первого этапа деформаций в области проявления повторной складчатости обычными геологическими методами становится затруднительным или невозможным и структурная ситуация расшифровывается только с применением геометрического анализа.

Протяженность складок достигает 100 км, иногда больше; их ширина колеблется от 2–5 до 10–20 км. Замки складок второй генерации обычно имеют цилиндрическую форму, т.е. складки характеризуются меньшей степенью сжатия, чем складки первого этапа деформаций. Повсеместно развита сланцеватость ( $S_2$ ), параллельная осевым поверхностям и выраженная ориентированным расположением метаморфических минералов высокотемпературных зон.

Такова структурная картина области повторных деформаций в самом общем виде. Вместе с тем, рассматривая новую геологическую карту Патомского нагорья [Кориковский, Федоровский, 1980, рис. 3], нельзя не обратить внимания на очень широкое развитие в пределах области повторных деформаций и высокотемпературного метаморфизма многочисленных куполовидных структур. Несмотря на то что отдельные купола объективно картировались другими авторами и ранее, их тектоническое положение оставалось, как правило, непонятым, а сами структуры такого рода нередко оставались незамеченными. Между тем большая часть территории Патомского нагорья — это, по существу, площадь широкого проявления гнейсово-купольной тектоники.

Купольные структуры распространены здесь неравномерно, и структурный рисунок рассматриваемой области определяется сложным сочетанием как линейных, так и концентрических складчатых форм. Интересная особенность региона состоит в том, что здесь наряду с куполами, в которых эрозионный срез вскрывает и гранито-гнейсовое ядро, и сланцевое обрамление, встречаются купольные структуры, образованные только сланцевым обрамлением: гнейсово-мигматитовое ядро в них еще не обнажено и это дает возможность изучать в непрерывных разрезах строение оболочки куполов непосредственно над ядром, что не так уж часто удается делать в других районах гнейсово-купольной тектоники. Рассмотрим структуры этого типа подробнее.

В северо-восточной части Чуйского поднятия, на крайнем западе Патомского нагорья, широкое развитие получили автохтонные синметаморфические гранитоиды. Картирование отчетливо проявленной гнейсовидности позволило обнаружить здесь многочисленные купола, в большинстве своем соприкасающиеся своими склонами. При этом в осевой части поднятия купольные структуры обрисовываются главным образом гранито-гнейсами и гнейсовидными гранитами, а на склонах Чуйского под-



тия нередко купола, в которых гнейсовое ядро не вскрыто и структура куполов устанавливается по рисунку "сланцевого обрамления"<sup>1</sup>.

По существу вся область северо-восточного окончания Чуйского поднятия представляет собой целое поле многочисленных куполов, где чаще всего и ядра, и межкупольные синклинали образованы гранитами и гранито-гнейсами. В центральной части поднятия разделено на две почти равные части крупным провесом кровли (здесь картируются породы тонодско-бодайбинской серии), окруженным гранито-гнейсовыми куполами. Структурное положение этого провеса и его ориентировка определенно указывают на продолжение в зону Чуйского поднятия узкой Саталахско-Хайвергинской синклинали из внутренней зоны нагорья.

Рисунок в плане краевой зоны поднятия очень своеобразен: это целая гроздь гранито-гнейсовых куполов изометрической формы, соприкасающихся друг с другом. В центральной части куполов нередко обнажены массивные граниты, связанные постепенными переходами с гранито-гнейсами краевых фаций. Наиболее контрастно выглядит поле куполов в бассейне верхнего течения р. Первая Максимиha (район гольцов Дозорного и Заповедник). Здесь картируются три крупных купола, образованных гранито-гнейсами и массивными гранитами. В межкупольном пространстве заключены породы тонодско-бодайбинской серии, образующие синклинорную структуру сложной морфологии. Специфика морфологии межкупольной синклинали, представляющей собой, по существу, три синформы, исходящие из единого центра, типична для структур такого рода в областях купольной тектоники. Крылья отдельных синформ параллельны склонам прилегающих гнейсовых ядер. Так, если гнейсовидность пород у купола Дозорного имеет нормальное залегание с наклоном на юго-запад, то и породы сланцевого обрамления ориентированы точно так же. Падение гнейсовидности на склоне соседнего купола Елового ориентировано под средними углами на восток; такие же элементы залегания обнаруживают породы сланцевого обрамления и этого купола. В истоках р. Правая Максимиha оба купола соприкасаются своими склонами. Здесь же картируется замок в породах обрамления; образованная ими синформа раскрывается, таким образом, в юго-восточном направлении. В южной части этого района закартирован третий купол — Заповедник. Его северный склон, обращенный к куполу Дозорному, имеет опрокинутое залегание (углы падения гнейсовидности 30–70°). Такая же ориентировка отмечается в прилегающем крыле межкупольной синформы, разделяющей купола Дозорный и Заповедник. Опрокинутая синклинальная складка отделяет и с запада купол Заповедник от соседнего купола Елового. Межкупольная синклиналь в целом имеет в плане форму звезды, ее осевые поверхности резко изогнуты и как бы подвернуты на юге под купол Заповедник, который имеет грибообразную форму в поперечном сечении.

Существенную информацию дает анализ расположения изоград метаморфизма — они конформны контурам купола Заповедник. В непосредственной близости от ядра купола породы сланцевого обрамления изменены в условиях кианит-ставролитовой зоны. При удалении от купола интенсивность метаморфизма падает. Контуров двух других куполов — Дозорного и Елового — пересекают метаморфические зоны, что должно указывать, по-видимому, на диапирондный характер этих структур.

Размеры и форма куполов различны: они изометричны или вытянуты по одной из осей, иногда имеют амебовидные очертания. Нужно сказать, при детализации исследований обнаруживается, как правило, что каждый купол состоит из более мелких структур такого же типа, сливающихся в единое поле. Отдельные купола, разделенные межкупольными синклиналями, достигают ширины в несколько километров, реже — десятков километров.

<sup>1</sup> Нужно иметь в виду, что термины "сланцевое обрамление", "сланцевая оболочка" не обозначают существование здесь конкретных пород, в частности сланцев. Подразумевается широкая гамма осадочно-метаморфических пород, участвующих в строении внешней зоны куполов, в отличие от их ядер, которые представлены обычно гнейсами, гранито-гнейсами, мигматитами, гранитами или мигматизированными полиметаморфическими образованиями фундамента.

На противоположном фланге зоны поднятий Патомского нагорья (в Лонгдорском поднятии) купола развиты также очень широко. Один из наиболее эффектных — купол Истанах, расположенный в истоках реки с таким же названием. В плане купол имеет грубо изометричную форму. Гранито-гнейсовое ядро шириной около 5 км со всех сторон обрамляется осадочно-метаморфическими толщами, образующими кольцевую синформу. Более сложную морфологию имеет соседний купол Кедровый, в ядре которого локализованы автохтонные гранито-гнейсы и породы ходоканской свиты. Южнее картируются многочисленные куполовидные структуры, образующие крупный Лонгдорский гранито-гнейсовый массив. Купола здесь сливаются в единое поле, протягивающееся в меридиональном направлении почти на 100 км к долине р. Богаюкты, где они соприкасаются с гранито-гнейсовыми куполами Ничатского массива. В ядрах куполов этого района нередко обнажаются архейские полиметаморфические породы либо гранито-гнейсы со скиалитами мигматизированных архейских гранулитов. Западнее Лонгдорского массива, в бассейне р. Нечеры и ее притока р. Олонгды, установлено еще одно поле гранито-гнейсовых куполов, тесно соприкасающихся друг с другом. Гранито-гнейсовые ядра этих куполов обрамлены метаморфическими породами тонодско-бодайбинской серии, пласти которых повторяют конфигурацию куполов, что определяет очень сложный структурный рисунок и этого района.

Интересно отметить, что купольные структуры развиты не только в полосе развития автохтонных гранито-гнейсов, но, хотя и в меньшей степени, в районах с широким проявлением аллохтонных гранитоидов этого же комплекса. Таковы, например, купол Окаевский и очень крупный купол Бульбухтинский, в ядрах которых локализованы массивные граниты. Как и вокруг гранито-гнейсовых куполов, массивы аллохтонных гранитов окружены изгибающимися вокруг них синформами, образованными породами тонодско-бодайбинской серии. К гранитному ядру куполов примыкают наиболее древние горизонты разреза сланцевого обрамления, что позволяет, независимо от присутствия в ядре гранитов, установить куполовидную форму структуры.

Подобная картина наблюдается и в Тонодском поднятии, где картируется несколько крупных куполов. Проводить подробную характеристику каждого купола зоны поднятий, по-видимому, нецелесообразно — это займет слишком много места. Особенности их строения хорошо видны на геологической карте (см. рис. 7), а также на схемах, помещенных во второй части работы. Другие иллюстрации имеются в предыдущей работе [Кориковский, Федоровский, 1980].

Кратко рассмотрим куполовидные структуры внутренней зоны нагорья. Нужно отметить, кстати, что четкой границы между зоной поднятий и внутренней зоной вообще-то не существует. В пределах и той, и другой зон кристаллический фундамент тонодско-бодайбинской серии неровный. В нем сочетаются и поднятия, и прогибы, о чем будет сказано дальше. Сейчас отметим лишь, что различие зон состоит в том, что по мере продвижения с севера на юг, поперек главной структуры Патомского нагорья, постепенно все более понижаются не только зеркала складчатости (в связи с чем в южном направлении обнажаются все более молодые толщи разреза), но и, если можно так сказать, "зеркало" поперечного профиля фундамента: внутренние поднятия становятся все ниже, а прогибы — все глубже. Именно поэтому купольные структуры, повсеместно развивавшиеся в поднятиях фундамента, здесь, во внутренней зоне, нередко выражены в структуре своего сланцевого обрамления. Их гранито-гнейсовые ядра еще не вскрыты эрозией. Наиболее полно такие купола представлены на севере внутренней зоны, в бассейне верховий рек Большой Патом и Хомолхо. Вместе с тем на западном и восточном флангах зоны получили развитие куполовидные структуры обычного типа: здесь проявлены и гнейсовое ядро, и сланцевое обрамление. Чрезвычайно широко распространены гранито-гнейсовые купола и на крайнем юге Патомского нагорья, вдоль границы рассматриваемого раннепротерозойского Патомского осадочного бассейна и одновозрастного с ним Байкало-Витимского зеленокаменного пояса.

Обращаясь к районам развития куполов в пределах внутренней зоны, можно видеть, что граница распространения куполовидных структур и является по-существу границей

областей одноактной и многократной деформаций. Конфигурация области одноактной деформации такова, что она как бы разделяет область многократных деформаций на два основных района — северо-западный и юго-восточный.

В разных частях северо-западного района повторных деформаций складчатые формы первого и второго этапов выражены неодинаково. Наряду с куполами, встречаются и отчетливо линейные структуры. Одна из наиболее простых и давно картируемых складок — Саталахско-Хайвергинская синклиналь первой генерации — имеет общую протяженность 250 км. Она плавно изгибается вокруг шарнира  $F_2$  и как бы подчеркивает внешний контур всей дуговой системы Патомского нагорья. Отчетливый разворот оси складки наблюдается в междуречье Большой Чипикет — Большая Семикачи. В то же время на большом протяжении (150 км) в запад-юго-западном направлении ось структуры достаточно прямолинейна. Ее осевая поверхность то вертикальна, то наклонена на север; в таких участках нередко фиксируется опрокинутое залегание пластов на ее южном крыле. Замки складки острые, узкие, крылья в плане параллельны друг-другу.

Параллельно Саталахско-Хайвергинской синклинали на ее западном фланге располагаются еще несколько крупных структур такого же типа. Они прослеживаются на 50–70 км от гранито-гнейсовых куполов Чуйского массива на восток-северо-восток, к меридиональному отрезку долины р. Хайверги. Крылья складок в центральной части этой полосы имеют нормальное залегание; в ее северной и южной частях они опрокинуты в стороны от центра полосы, обрисовывая в целом антиклинорную структуру. В верховьях рек Хайверга и Тонода рассматриваемые складки "втягиваются" в зону куполообразования. Здесь можно видеть, как первоначально прямолинейные  $F_1$  изгибаются вокруг шарниров  $F_2$ , причем интенсивность этого изгиба быстро нарастает по мере передвижения вкостр полосы с севера на юг. В зоне кульминации господствующее распространение получают опрокинутые структуры концентрической формы.

Более сложную конфигурацию имеют складки, расположенные южнее, в бассейне верховий рек Большой Патом, Хайверга, Тонода, Челончен, Хомолхо. Здесь мы вновь попадаем в район купольной тектоники. Расшифровка складчатой структуры этой территории всегда была сопряжена с определенными трудностями. Во-первых, здесь получили очень широкое развитие однообразные толщи метапесчаников, среди которых редки маркирующие горизонты; во-вторых, на больших пространствах (сотни квадратных километров) пласты залегают субгоризонтально, что приводило многих авторов к представлениям об очень простой структуре этой части региона (например, вывод Т.П. Ждановой [1962] о существовании Чипикетской жесткой глыбы с простыми субплатформенными структурами в ее чехле); в-третьих, когда наконец удавалось обнаружить напряженную складчатую структуру, ее происхождение приписывалось деформациям в зонах надвигов [Казакевич и др., 1971].

Сейчас накоплено достаточно много данных, позволяющих более полно представить не только структурный рисунок этой территории, но и понять причины возникновения всей сложной складчатой системы, ее кинематику и динамику.

Прежде всего нужно обратить внимание на хорошо закартированное совпадение высокотемпературного метаморфического ореола с зоной своеобразных концентрических структур, следующих цепью друг за другом от долины р. Витим (в районе устья Тахтыги и Брызгуны) к верховьям р. Большой Патом и далее на восток-северо-восток, к верхнему и среднему течениям р. Хомолхо. При этом, если в целом ориентировка складок первого этапа деформаций (изограды пересекают оси складок), то куполовидные структуры второго этапа деформаций и ориентировка изоград метаморфизма обнаруживают полное совпадение. В рассматриваемом районе картируются четыре крупные куполовидные структуры.

Самая восточная структура располагается в верховьях рек Большой и Малый Чипикет. Ее диаметр 30 км. Характерно очень пологое, почти горизонтальное залегание пластов, что создавало прежде впечатление об общей простоте структуры. На самом

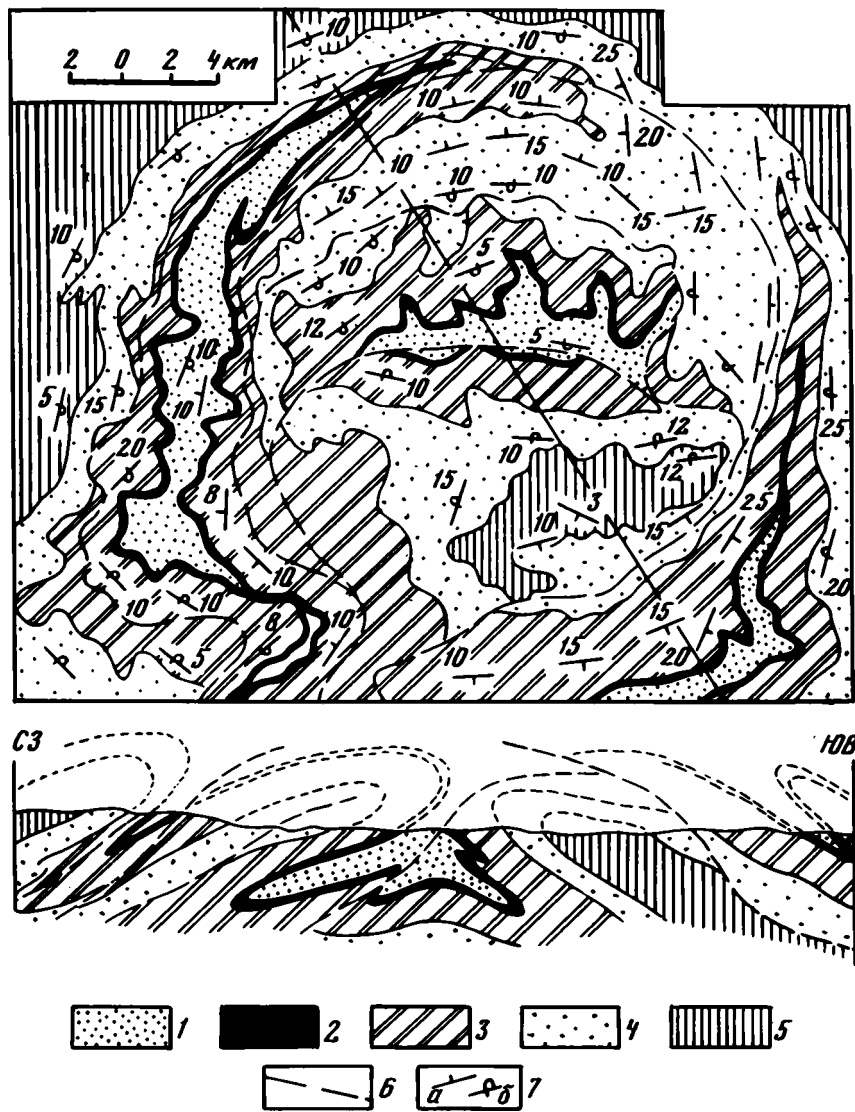


Рис. 8. Схематизированная геологическая карта района купола Чипикет

1–5 – нижний протерозой, осадочно-метаморфические породы тонодско-бодайбинской серии: 1 – божухтинская свита, метапесчаники, сланцы, 2 – бодайбокская свита, мраморы, 3–5 – бугарихтинская свита: верхняя подсвита, метапесчаники, сланцы, в том числе известковистые (3), нижняя подсвита, верхняя часть, метапесчаники, метагравелиты, сланцы (4), нижняя подсвита, нижняя часть, метагравелиты, метапесчаники известковистые, черные сланцы, прослои мраморов (5); 6 – тектонические контакты; 7 – залегание слоев нормальное (а) и опрокинутое (б)

деле оказалось, что здесь широко развиты протяженные линейные, тесно сжатые изоклинальные складки первой генерации (рис. 8). Пакет этих складок изогнут в виде почти полного кольца. Изгиб сопровождается опрокидыванием всех складок, причем их осевые поверхности и крылья приобрели субгоризонтальное положение в ядре структуры и наклонены во все стороны от центра в среднем на  $10-15^\circ$ . Контуры купола совпадают с термальной "антиклиналью", что позволяет предположить существование на небольшой, по-видимому, глубине возмущающего объекта гранито-гнейсового ядра. Анализ геологической карты, составленной для более широкой площади [Кори-

ковский, Федоровский, 1980], подкрепляет такое предположение, так как в ядре самой крупной куполовидной структуры этой полосы — Чумаркойской, расположенной юго-западнее и составляющей с Чипикетским куполом единую систему, гранито-гнейсы и граниты обнажены на очень большой площади.

Западнее Чипикетского купола располагается Верхнехайвергинский купол площадью 1500 км<sup>2</sup>. В плане он имеет эллипсоидальную форму. Линейные изоклинальные складки первой генерации деформированы вокруг субвертикальных шарниров двух крупных складок второй генерации. Оси последних имеют северо-восточную ориентировку, причем одна из них (южная) выступает как ось купола, а другая (северная) — как ось синформы с крутым шарниром, соединяющей купол с системой прямолинейных складок первой генерации, развитых в прилегающем с севера районе междуречья Хайверга—Таймендра. Деформационный процесс завершился, по-видимому, раздавливанием, связанным с подъемом гранито-гнейсового ядра (третий этап деформации), в связи с чем господствующее развитие здесь получили опрокинутые складки, субгоризонтальное положение осевых поверхностей и крыльев структур  $F_1$ .

Профиль купола в разных направлениях неодинаков. Его южный склон, обращенный к области одноактной деформации, обрисовывается резкой сменой опрокинутых залегающих пластов на нормальные в районе долины р. Большой Патом и совпадающей с ними зоной быстрого спада интенсивности метаморфизма. В широтном направлении Верхнехайвергинский купол соприкасается с двумя другими структурами такого же типа — Чипикетским и Йоконкурским куполами. Они разделены очень характерными узкими синклиналиями, которые в плане имеют резко изогнутые круговые и S-образные очертания. Обе межкупольные синклинали запрокинуты в сторону от Верхнехайвергинского купола и обладают пологими осевыми поверхностями. Нужно отметить, что сложный структурный рисунок и Чипикетского, и Верхнехайвергинского куполов во многом был правильно понят ранее геологами ЦНИГРИ [Казакевич и др., 1971, с. 72—75, рис. 28], хотя вывод о проявлении здесь купольной тектоники ими не был сделан.

Еще западнее, на правобережье р. Большой Патом, находился Йоконкурский купол площадью около 1000 км<sup>2</sup>. В плане он имеет форму, напоминающую треугольник со сторонами, вогнутыми внутрь фигуры. С востока и юга Йоконкурский купол граничит с Верхнехайвергинским и Чумаркойским куполами и отделен от них узкими синклиналиями, изогнутыми в соответствии с конфигурацией рассматриваемой структуры. С севера Йоконкурский купол отделен также узкой килевидной синклиналью от системы прямолинейных структур, примыкающих к Саталахско-Хайвергинской синклинали первой генерации складок. Специфическая форма Йоконкурского купола целиком объясняется формой блокирующих его соседних куполов.

Внутреннее строение Йоконкурского купола, полностью входящего в зону высокотемпературного метаморфического ореола, достаточно сложно. Здесь развиты складки  $F_2$ , изгибающие структурные элементы первого этапа деформаций. Степень опрокидывания крыльев  $F_1$  и наклона их осевых поверхностей здесь меньше, чем в других куполах, а ориентировка шарниров  $F_2$  более пологая. Своим вытянутым юго-западным склоном Йоконкурский купол соединяется с ранее охарактеризованным куполом Заповедник в северо-восточной части Чуйского поднятия. В этой структуре, как мы видели, вскрыты и гранито-гнейсовое ядро, и сланцевое обрамление.

Четвертый купол, Чумаркойский, расположен на юго-западном фланге рассматриваемой зоны куполов северо-западного района повторных деформаций. В его строении, как указывалось, значительная роль принадлежит уже гранитоидам. В плане эти породы занимают 50—70% площади купола и образуют его ядро. С линейной складчатой системой Бодайбинского прогиба Чумаркойский купол имеет резко дискордантные соотношения: его контуры ориентированы почти под прямым углом к субширотным складкам первого этапа деформаций, распространенным в прогибе. По мере приближения к куполу с востока линейные складки резко изгибаются и окаймляют Чумаркойский купол. Площадь купола очень велика — 4000 км<sup>2</sup>. Огибающие его узкие

синклинали очерчивают в плане чрезвычайно протяженные, сложные по конфигурации формы. Структурный рисунок сланцевого обрамления неодинаков с разных сторон гнейсового ядра. Создается впечатление [Кориковский, Федоровский, 1980], что первоначально прямолинейные широтные структуры Бодайбинского прогиба с приближением к Чумаркойскому куполу как бы раздвигаются и отжимаются куполом в разные стороны. Субширотные складки первой генерации Маракано-Тунгусской синклинойной системы разворачиваются на север в виде гигантской дуги протяженностью 150 км, изгибают склон купола; такие же субширотные складки Бодайбинской синклинойной системы разворачиваются на юг, подчеркивая его восточный склон.

Нужно сказать, что Чумаркойский купол вовсе не представляет собой простую форму. По существу, это целое "стадо" куполов разных размеров. В бассейне р. Тахтыга выделяется, например, купол-сателлит, отделенный от основной структуры очень эффективной межкупольной синклиналью. В строении основного гранито-гнейсового ядра обнаруживается целая система антиклинальных и синклиналиных структур первого этапа деформаций, прослеживаемая сюда из Кропоткинского антиклинорного поднятия, которое разделяет две основные синклинойные структуры области одноактной деформации. В гнейсовом ядре первоначальная прямолинейность складок резко нарушается, и как только они пересекают зону тесно сближенных изоград высокотемпературного метаморфического ореола, то все резко изгибаются вокруг шарниров  $F_2$  и очерчивают круговые фигуры диаметром до 40 км. Структура ядра купола еще более усложняется по мере нарастания интенсивности деформационного процесса, документируемой формированием гранитоидов и пегматитов. Становление этих пород сопровождается новыми деформациями  $F_3$ , изгибающими предшествующие им формы  $F_2$  и  $F_1$ .

Как и в других районах Патомского нагорья, где проявлена купольная тектоника, здесь четко устанавливается последовательность не только деформационных, но и метаморфических событий. Так, если формирование  $F_1$  сопровождалось общим слабым метаморфизмом пород в условиях низших ступеней зеленосланцевой фации, то с изгибом этих структур и возникновением складок  $F_2$  совпало резкое нарастание степени метаморфизма и параллельно осевым поверхностям  $F_2$  развилась сланцеватость, подчеркнутая ориентированным расположением дистена, ставролита, биотита. В свою очередь, сланцеватость второго этапа изогнута вокруг шарниров складок третьего этапа, сопровождавшегося формированием основной массы пегматитов. Деформационный процесс завершился возникновением кинг-зон [Флаасс, 1975].

Обращаясь к юго-восточному району повторных деформаций в пределах внутренней зоны Патомского нагорья, можно видеть, что здесь, как и в северо-западном районе, встречаются и прямолинейные, и купольные формы. Границей района является узкая зона северо-восточного простирания, пересекая которую все складки  $F_1$ , развитые в области одноактной деформации, испытывают резкие изгибы осевых поверхностей. С этой зоной, как и в районе, охарактеризованном выше, совпадает зона очень интенсивного нарастания высокотемпературного метаморфизма (достигавшего силлиманит-ставролитовой субфации), гранитизации и формирования гранито-гнейсовых куполов.

Группа куполов, развитых в бассейне верхнего течения р. Нечера и ее притока р. Олонгда, уже упоминалась выше при характеристике куполов Лонгдорского поднятия. Площадь этого поля куполов составляет 600 км<sup>2</sup>. Здесь картируется до 15 купольных структур диаметром 5–15 км каждая, соприкасающихся своими склонами.

Западнее этого участка располагается гранито-гнейсовое поле — так называемый Верхнежуинский массив, который, судя по имеющимся замерам гнейсовидности, представляет собой ядро очень крупного купола. В его центральной части локализованы интрузивные граниты. Внутреннее строение ядра расшифровано недостаточно полно ввиду слабой обнаженности этого участка. Вместе с тем значительную информацию можно получить, изучая структуру сланцевого обрамления Верхнежуинского массива. Так, прямолинейные структуры Бодайбинского прогиба вблизи этого массива резко нарушают свою ориентировку — точно так же, как и в случае с Чумаркойским ку-

полом, который находится на противоположном фланге прогиба и выглядит как зеркальное отражение Верхнежуинского массива. Широкие складки Бодайбинского прогиба раздвигаются вблизи Верхнежуинского массива и огибают его ядро. Куполовидный характер этого массива представляется вполне очевидным: он имеет изометрическую форму, структура сланцевого обрамления типична для купольных ситуаций. Северная ветвь складок огибает купол по полукругу, имеет общее синклинорное строение и с востока отделяет Верхнежуинский купол от Олондинской группы куполов. Это типичная межкупольная синформа. Ее протяженность достигает 100 км. Внешнее (от купола) крыло синформы опрокинато, осевая поверхность сильно наклонена, а изгиб в плане составляет более  $50^\circ$ . С другой, юго-западной стороны купола система широтных линейных складок, прослеженных сюда из Бодайбинского прогиба, изгибается в южном направлении и картируется вдоль ядра Верхнежуинского купола на 50 км.

В размещении купольных структур обнаруживается вполне определенная система. Прежде всего нужно отметить, что поперечный профиль бассейна седиментации тонодско-бодайбинской серии был неровным. В нем сочетались прогибы и подводные поднятия, о чем свидетельствует характер изменения фаций и мощностей отложений серии в Патомском нагорье. При этом в прогибах, где устанавливаются наибольшие мощности толщ, отмечены и проявления вулканизма, приуроченные, как было показано выше, только к нижним частям разреза серии. Для подводных поднятий характерны меньшие мощности отложений и отсутствие следов вулканизма.

В формационном отношении вулканогенно-осадочные толщи нижних частей разреза тонодско-бодайбинской серии очень близки комплексам зеленокаменных поясов докембрия; они идентичны, в частности, троговому комплексу соседнего Кодаро-Удоканского региона. Можно предполагать, что в целом структура ложа тонодско-бодайбинской серии возникла как следствие заложения системы узких и протяженных зеленокаменных поясов или прогибов, разделенных выступами или поднятиями архейского кристаллического фундамента. По данным А.Ф. Грачева и автора [Грачев, Федоровский, 1970, 1980, 1982], формирование зеленокаменных поясов происходило в режиме рифтогенеза. После прекращения этого процесса (или резкого снижения его темпов) происходила общая трансгрессия моря, сопровождавшаяся накоплением мощного осадочного чехла на этом фундаменте с его неоднородным тектоническим рельефом. При этом структура ложа тонодско-бодайбинской серии, возникшая уже на первых этапах ее накопления, была очень консервативной и определяла не только специфику осадконакопления в течение всего времени формирования этой серии, но и регулировала то или иное проявление складчатости, метаморфизма и гранитизации. Так, в структуре, образованной тонодско-бодайбинской серией, синклинорные зоны располагаются над прогибами в ее фундаменте, а антиклинорные зоны — над поднятиями. Соответственно высокотемпературный метаморфизм и поля синметаморфических гранитоидов сконцентрированы в зонах поднятий, а низкотемпературный метаморфизм приурочен к зонам прогибов, где гранитоиды вообще отсутствуют. Таким образом, гранито-гнейсовые купола приурочены исключительно к участкам поднятий в структуре ложа тонодско-бодайбинской серии и в иных тектонических ситуациях не встречаются.

#### **Обоснование раннепротерозойского возраста тонодско-бодайбинской серии и корреляция дорифейских образований Патомского нагорья и Олекмо-Витимской горной страны**

Мысль о возможности корреляции докембрийских образований Патомского нагорья и Олекмо-Витимской горной страны появилась в результате исследований, проведенных С.П. Кориковским и автором в зоне, пограничной между этими двумя регионами. Импульс для работы в этом направлении дали два обстоятельства: во-первых, обнаружение в Лонгдорском поднятии (Патомское нагорье) архейского кристалличе-

ского комплекса, что указывало на одинаковый тип фундамента осадочных толщ рассматриваемых регионов, во-вторых, сходство осадочно-метаморфической толщи Лонгдорского поднятия с удоканской серией, разрез и условия метаморфизма которой были детально изучены нами ранее в стратотипической местности [Федоровский, 1968а, 1972; Кориковский, 1967].

Первоначально казалось, что удастся непосредственно проследить стратиграфические горизонты разреза удоканской серии из Кодаро-Удоканской зоны в Патомскую зону. Однако уже на первых этапах работы выяснилось, что эти два района развития сходных толщ разделены хотя и нешироким, но непрерывным выходом кристаллических образований чарской серии архея. Это обстоятельство определило необходимость осуществления большого объема многолетних исследований, затрагивающих самые различные аспекты геологии Патомского и Кодаро-Удоканского регионов.

Предположение о существовании в Патомском нагорье раннепротерозойских образований на месте картировавшихся здесь ранее толщ и гранитов позднепротерозойского или среднепротерозойского возраста наталкивалось на непреодолимые на первый взгляд противоречия. Надежно обоснованными казались, например, представления о налегании тепторгинской серии среднепротерозойского возраста (с корой выветривания в основании) на раннепротерозойские гранитоиды зоны поднятий. Вместе с тем все геологические карты вроде бы однозначно указывали на прослеживание пород патомской серии (на участке, расположенном между Тонодским и Лонгдорским поднятиями) из внешней зоны нагорья во внутреннюю его зону. Разрезы патомской серии внешней и внутренней зон в целом вроде бы обнаруживали сходство между собой. Настораживало, правда, их резкое отличие по стратиграфическому уровню бодайбинской подсерии внутренней зоны, аналоги которой отсутствовали в разрезе внешней зоны. При этом исследователей обычно удивляло то обстоятельство, что разрез внешней зоны, несмотря на выпадение в нем бодайбинской подсерии, оставался единым, не нарушался. Впрочем, объяснений этого парадокса было предложено достаточно много.

Серьезные аргументы против предположений о раннепротерозойском возрасте представляли собой данные о присутствии конгломератов с галькой раннепротерозойских гранитов в составе разреза патомской серии внутренней зоны. Считалось, что эти конгломераты по стратиграфическому положению идентичны конгломератам баллаганакской подсерии патомской серии внешней зоны и не отличаются от них по составу обломочного материала. И, наконец, патомская серия и внешней, и внутренней зон нагорья считалась охваченной одним и тем же метаморфическим ореолом с постепенным нарастанием степени метаморфизма по мере перехода из внешней зоны к внутренней. Это как будто бы подчеркивало единство толщ обеих зон.

В свете перечисленных данных и взглядов перспективы пересмотра возраста осадочно-метаморфических толщ даже на части площади Патомского нагорья вначале казались невероятными. Постепенно, однако, накапливались факты, диктовавшие необходимость осмысливания материала именно в этом направлении. Эти данные таковы.

1. Гранитоиды из галек конгломератов баллаганакской подсерии рифея внешней зоны Патомского нагорья и из толщи, считавшейся аналогом баллаганакской подсерии во внутренней зоне нагорья, оказались совершенно различными, несопоставимыми. Соответственно несопоставимыми оказались и сами толщи, содержащие эти конгломераты. Петрографическое изучение сотен шлифов гранитоидов из галек конгломератов внутренней зоны показало, что все они относятся к группе аляскитовых плагиоклаз-кварцевых или плагиоклаз-мусковит-кварцевых гранитов, совершенно не содержащих калиевого полевого шпата. Между тем в пределах зоны поднятий Патомского нагорья широко развиты раннепротерозойские граниты микроклин-плагиоклазового типа. Именно такие граниты господствуют в гальке конгломератов истинно баллаганакской подсерии внешней зоны.

Десятки химических анализов хорошо иллюстрируют вывод о кардинальном от-



личи гранитов друг от друга. Так, гранитные гальки конгломератов баллаганакской подсерии по содержанию  $K_2O$  и  $Na_2O$  полностью соответствуют раннепротерозойским гранитам из массивов в зоне поднятий. Гранитные гальки из конгломератов внутренней зоны образуют на соответствующих диаграммах совсем другие поля, в которые вполне вписываются результаты химических анализов архейских плагиогранитов аляскитового или трондjemитового типов, известные в Кодаро-Удоканской зоне. Очень резкие различия обнаруживаются и при сравнении диаграмм  $Rb_2O-Li_2O$ ,  $Cs_2O-Rb_2O$  и  $TiO_2-Fe/(Fe+Mg)$ . Общая железистость и коэффициент апаитности сравниваемых гранитов из галек конгломератов внешней и внутренней зон несопоставимы. Стало ясно, таким образом, что в рифейских конгломератах внешней зоны нагорья присутствуют гальки раннепротерозойских гранитов, попавших сюда в результате размыва массивов, расположенных в непосредственной близости, в зоне поднятий. Эти конгломераты (баллаганакская подсерия) непосредственно налегают на размытую поверхность указанных массивов. Но, однако, конгломераты внутренней зоны и зоны поднятий располагаются не только в другом разрезе, но и содержат хорошо окатанную гальку совсем иных, архейских плагиогранитов.

2. Раннепротерозойские гранитоиды, на которых, как считалось, в зоне поднятий залегают средние и верхнепротерозойские отложения, на самом деле имеют с ними активные рвущие контакты. Детальное описание этих соотношений приведено в двух более ранних публикациях [Кориковский и др., 1974; Кориковский, Федоровский, 1980]. Здесь лишь укажем на одну специфическую особенность: в экзоконтакте гранитных массивов нет роговиков. Это и определяло ошибки в интерпретации наблюдений. Внедрение гранитов происходило в стадию метаморфизма и сопровождалось ярко выраженным метасоматическим воздействием на вмещающие породы. Низкотемпературные автометасоматические изменения характерны и для самих гранитов. Высокая изначальная водонасыщенность гранитов, избыток летучих определили сильное понижение температуры кристаллизации расплавов и появление вместо контактовых роговиков ореолов метасоматических изменений.

3. Выяснено петрологическое и петрохимическое сходство раннепротерозойских гранитов зоны поднятий и гранитов внутренней зоны Патомского нагорья, считавшихся позднепротерозойскими (мамско-оронский комплекс). Показано их сходство с раннепротерозойскими гранитоидами ничатского и куандинского комплексов Кодаро-Удоканской зоны [Кориковский, Федоровский, 1980]. Синметаморфический характер всех этих гранитоидов строго доказан. Все они относятся к одному петрохимическому типу, обладают сходными текстурно-структурными особенностями, богаты летучими, характеризуются идентичным режимом щелочности; им свойственны однотипный характер околосконтактовых изменений и автометасоматические процессы ярко выраженной кислотной направленностью. Все рассматриваемые гранитоиды являются биотит-мусковитовыми, они пересыщены глиноземом, с ними (главным образом с автохтонными разностями) ассоциируют мусковитовые пегматиты. Явления кислотного выщелачивания сопровождались региональной blastsomilonitizatsiyei гранитов с образованием вторичной гнейсовидности. Раннепротерозойский возраст гранитоидов куандинского и ничатского комплексов хорошо доказан и геологическими, и многочисленными радиометрическими данными. Естественно, что такой же возраст должны иметь и граниты мамско-оронского комплекса. Их позднепротерозойский возраст принимался ранее на основании беспорочных фактов прорыва вмещающих толщ, возраст которых до сих пор считался позднепротерозойским. Теперь, когда получены данные о более древнем, раннепротерозойском возрасте самих этих толщ, должен быть пересмотрен и возраст мамско-оронских гранитов. Это снимает все противоречия и позволяет получить согласованность между геологическими, петрологическими, петрохимическими, геохимическими и радиометрическими данными.

4. Между стратифицированными образованиями внешней и внутренней зон нагорья установлено крупное метаморфическое несогласие. Зональный метаморфический

ореол, как оказалось, локализован только в пределах внутренней зоны и зоны поднятий. Осадочная толща внешней зоны содержит метаморфические породы в гальке базальных конгломератов, что прямо свидетельствует о разной истории развития этих зон. Породы внутренней зоны нагорья не принадлежат, как это до сих пор считалось, ни трем, ни двум комплексам протерозоя, здесь нет признаков проявления разновозрастного метаморфизма. Все эти толщи составляют единый разрез и метаморфизованы одноактно. Зональный метаморфизм относится к кианит-силлиманитовому типу, а степень метаморфизма толщ, которым приписывался разный возраст, оказалась идентичной по температуре, глубинности и флюидному режиму. Метаморфическое несогласие, обнаруженное в подошве патомской серии, картируется как линия, пересекающая все метаморфические зоны тонодско-бодайбинского ореола [Кориковский, 1979; Кориковский, Федоровский, 1980].

Отдельные авторы, понимая, что для поддержания прежней геологической схемы необходимо иметь доказательства проявления хотя бы двух эпох регионального метаморфизма, проводят в своих работах именно эту мысль. Так, А.И. Иванов [1984, с. 5] пишет: "В районе проявлен региональный метаморфизм двух возрастов — раннепротерозойский и нижне-среднепалеозойский. По минеральным парагенезисам раннепротерозойский метаморфизм соответствует андалузит-силлиманитовому типу, а нижне-среднепалеозойский — дистен-силлиманитовому типу".

Если бы это действительно было так, что наши оппоненты могли бы получить в руки мощный аргумент в той полемике по проблемам геологии Патомского нагорья, которая длится уже много лет. Упомянутый выше автор, к сожалению, не приводит результатов петрологических исследований, которые могли бы подтвердить этот важнейший вывод. Это и понятно, ибо на самом деле в природе ничего подобного не существует. Все участки, на которые ссылается А.И. Иванов, были исследованы и нами [Кориковский, Федоровский, 1980; и др.]. Ни в одном из участков, перечисленных А.И. Ивановым, а также и нигде в других местах на Патомском нагорье не обнаружено никаких признаков метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, который предшествовал бы метаморфизму кианит-силлиманитового типа. Фактический материал, объем которого очень велик, заставляет решительно отвергнуть выводы, основанные на представлениях, процитированных выше.

Вместе с тем кианит-силлиманитовый ореол на крайнем юго-востоке Патомского нагорья по мере приближения к хр. Кодар постепенно сменяется андалузит-силлиманитовым ореолом, присущим удоканской серии и троговому комплексу Кодаро-Удоканского региона. В зоне стыка оба метаморфических ореола характеризуются одинаковыми условиями температуры (средняя часть ставролитовой фации) на фоне изменяющихся параметров давления. В метапелитах здесь наряду с кианитом и ставролитом появляется сосуществующий андалузит.

5. В основании толщ, выделявшихся прежде как средне- и верхнепротерозойские (в пределах внутренней зоны и зоны поднятий Патомского нагорья), не обнаружено ни угловых, ни азимутальных несогласий, показанных здесь на многих картах. В первую очередь это касается вопроса о статусе так называемой тепторгинской серии, которой обычно придается среднепротерозойский возраст. Выяснено [Кориковский, Федоровский, 1980], что тепторгинская серия залегает согласно и с постепенными переходами на толщах, считавшихся нижнепротерозойскими и действительно имеющих такой возраст; выяснено также, что на внутренних склонах поднятий Патомского нагорья эта серия согласно перекрыта теми толщами, которые считались до сих пор верхнепротерозойскими; доказано, что все эти толщи, вместе взятые, образуют единый разрез, участвуют в строении одних и тех же тектонических структур, охвачены единым ореолом зонального метаморфизма и прорваны петрохимически однотипными гранитоидами с возрастом 1900 млн. лет. Именно эти метаморфические породы и граниты присутствуют в гальке базальных конгломератов патомской серии рифея внешней зоны нагорья. Таким образом, во внутренней зоне Патомского нагорья получила развитие одна, а не две и не три серии докембрия. И ее возраст — ран-

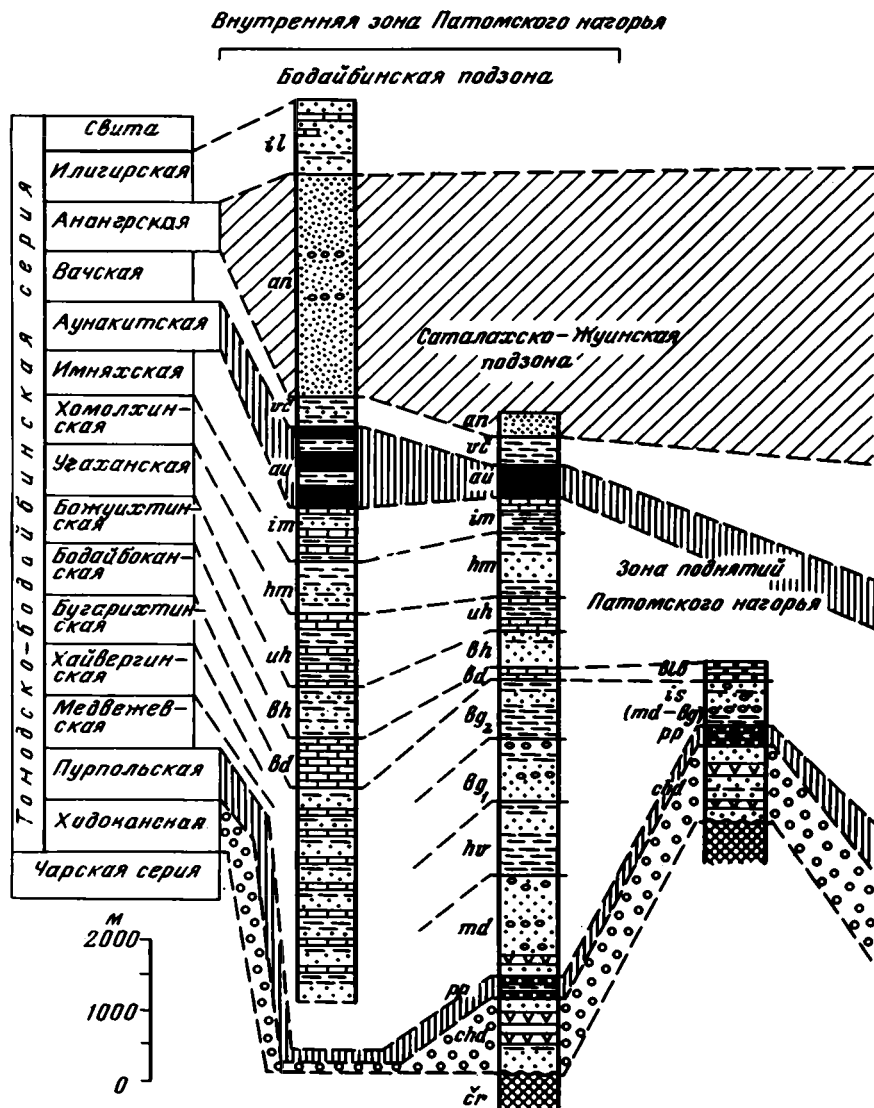
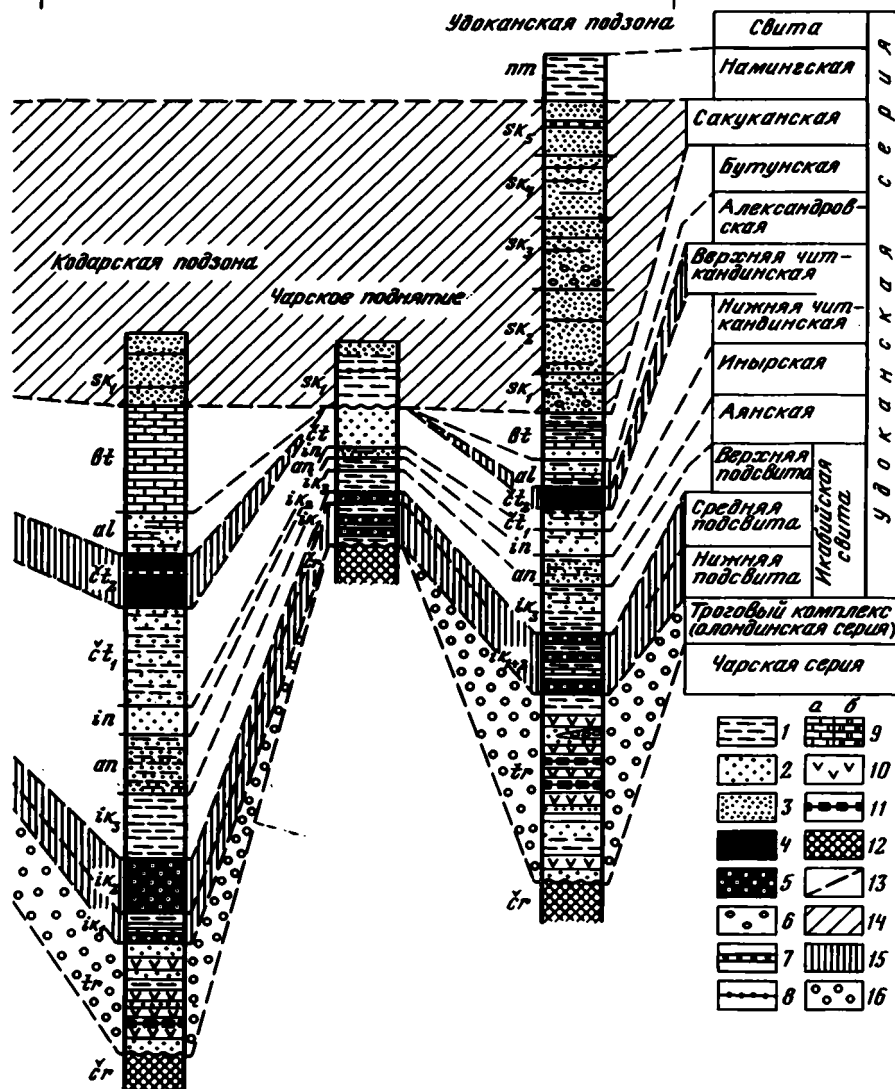


Рис. 9. Схема корреляции метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ нижнего протерозоя Патомского нагорья и Олекмо-Витимской горной страны

1 — метаалевролиты, углеродистые, слюдястые, глиноземистые сланцы; 2 — метапесчаники олигомиктовые и полимиктовые; 3 — полимиктовые метапесчаники, граувакки, пудинги с галькой кератофинов, амфиболитов, гранофировых гранитов; 4 — кварцевые метапесчаники и кварциты; 5 — кварцевые метакогломераты, метагравелиты, кварциты; 6 — полимиктовые метакогломераты и пудинги с галькой архейских плагиигранитов; 7 — медистые метапесчаники; 8 — железистые (мартиновые) метапесчаники; 9 — мраморы и мраморизованные известняки (а) и доломиты (б); 10 — основные и кислые метавулканиды и туфы; 11 — железистые кварциты (джеспилиты); 12 — кристаллические сланцы и гнейсы гранулитовой фации метаморфизма; 13 — корреляционные линии; 14—16 — уверенно коррелируемые толщи разных зон: 14 — осадочный полимиктовый комплекс, возникающий за счет разрушения вулканогенных формаций, расположенных в Средневитимской горной стране, 15 — продукты разрушения и переотложения древнейшей коры выветривания (кварцевые обломочные породы, глиноземистые сланцы), 16 — вулканогенно-обломочная формация с вулканидами бимодальной базальт-риолитовой ассоциации. Выступающие фрагменты колонок слева и справа показывают положение свит, уверенно коррелируемых в разных зонах

## Кодаро-Удоканская структурно-фациальная зона



непротерозойский. Тепторгинская "серия" как самостоятельное стратиграфическое подразделение среднего протерозоя не существует.

Вывод о раннепротерозойском возрасте тонодско-бодайбинской серии подкрепляется результатами сравнения ее разреза с разрезами удоканской серии и трогового комплекса Олекмо-Витимской горной страны (рис. 9). Изложенные выше материалы в схематической форме суммированы на рис. 10. Объяснения к нему могут быть минимальными [Кориковский, Федоровский, 1980, 1983].

1. В Патомском нагорье и в Олекмо-Витимской горной стране в основании стратиграфического разреза располагаются идентичные по составу и термодинамическим па-

| Патомское нагорье                                                |  |                                                                                                                                                                          | Олекмо-Витимская горная страна                                                           |  |  |
|------------------------------------------------------------------|--|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|--|--|
| Патомская серия                                                  |  | Платформенный чехол                                                                                                                                                      | Патомская серия                                                                          |  |  |
|                                                                  |  | Позднеорогенные вулканиты и красноцветные молассы                                                                                                                        | Кебектинская свита                                                                       |  |  |
| Тельмамский комплекс гранитов                                    |  | Постметаморфические позднеорогенные калиевые гранитоиды                                                                                                                  | Кодарский комплекс гранитов-рапакиви                                                     |  |  |
|                                                                  |  | Стадия постагматического кислотного выщелачивания. Мусковитовая минерализация в пегматитах, окварцевание и мусковитизация                                                |                                                                                          |  |  |
| Мамско-оронский комплекс гранито-гнейсов и гранитов              |  | Гранитизация эпохи метаморфизма в условиях низкой и нормальной щелочности                                                                                                | Куандинский комплекс гранито-гнейсов, ничатский комплекс аляски-тоидных гранитов         |  |  |
| Зональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа                |  | Региональный метаморфизм зеленосланцевой — амфиболитовой фаций                                                                                                           | Зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового и кианит-андалузит-силлиманитового типов |  |  |
| Илигирская и анангская свиты                                     |  | Накопление толщи полимиктовых обломочных пород (граувакк). Смена области сноса и (или) вовлечение в разрывы комплексов зеленокаменных поясов                             | Намингская и сакуканская свиты                                                           |  |  |
| Вачская свита                                                    |  | Накопление толщи осадочных пород. Степень карбонатности возрастает вверх по разрезу. Разрыв кристаллического комплекса фундамента                                        | Бутунская и александровская свиты                                                        |  |  |
| Аунакитская свита                                                |  | Разрушение и переотложение коры выветривания. Третий этап                                                                                                                | Верхняя читкандинская свита                                                              |  |  |
| Имляхская, хомолхинская, угаханская свиты                        |  | Накопление толщи осадочных пород. Обломочный материал поставляется за счет разрушения архейских комплексов фундамента. Степень карбонатности возрастает вверх по разрезу | Нижняя читкандинская свита                                                               |  |  |
| Божуихтинская свита                                              |  | Разрушение и переотложение коры выветривания. Второй этап                                                                                                                | Инырская свита                                                                           |  |  |
| Бодайбоканская, бугарихтинская, хайвергинская, медвежеская свиты |  | Накопление толщи осадочных пород. Разрыв кристаллических комплексов фундамента. Степень карбонатности возрастает вверх по разрезу                                        | Верхняя подсвита икабийской свиты и аянская свита                                        |  |  |
| Пурпольская свита                                                |  | Разрушение и переотложение коры выветривания. Первый этап                                                                                                                | Средняя и нижняя подсвиты икабийской свиты                                               |  |  |
| Ходоканская свита                                                |  | Накопление вулканогенно-обломочной и кремнисто-железистой формаций зеленокаменных поясов                                                                                 | Троговый комплекс (олодинская серия)                                                     |  |  |
| Формирование коры выветривания                                   |  |                                                                                                                                                                          |                                                                                          |  |  |
| Чарская серия, черкониты                                         |  | Метаморфизм гранулитовой фации. Формирование чернокитов и плагиогранитов                                                                                                 | Чарская серия, чернокиты и плагиограниты                                                 |  |  |

раметрам кристаллические сланцы и гнейсы гранулитовой фации метаморфизма, содержащие синметаморфические тела чарнокитов и плагиогранитов (эндербитов). Эти породы без перерыва прослежены из одного региона в другой.

2. Верхнюю часть разреза докембрия в обоих регионах составляют осадочные толщи позднепротерозойского возраста (рифей + венд), перекрытые толщами кембрия и ордовика. Все эти образования картируются в виде единого поля, охватывающего с севера Патомский и Олекмо-Витимский регионы.

3. В обоих регионах между архейскими толщами кристаллического фундамента и рифейскими толщами платформенного чехла располагаются зонально метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные серии, возраст которых должен определяться как раннепротерозойский. Гальки архейских гранитоидов обнаружены в составе тонодско-бодайбинской серии; метаморфические породы самой тонодско-бодайбинской серии, а также удоканской серии, трогового комплекса и прорывающих их гранитоидов в изобилии находятся в гальке базальных конгломератов рифейского разреза.

4. Корреляция разрезов нижнепротерозойских образований Патомского нагорья и Олекмо-Витимской горной страны исходит из следующих данных: а) в основании разрезов обоих регионов залегают вулканогенно-обломочная и железорудная формации зеленокаменных поясов с вулканитами бимодальной базальт-риодацитовая ассоциации; б) стратиграфически выше и согласно на троговом комплексе и его аналогах в Патомском нагорье (ходоканская свита) располагаются мощные осадочные серии, имеющие отчетливо циклическое строение. В каждой из сравниваемых серий (тонодско-бодайбинская и удоканская) устанавливаются по четыре крупных трансгрессивно-регрессивных цикла. В обоих регионах в основании каждого из трех нижних циклов залегают высокоглиноземистые сланцы и кварциты, образованные за счет разрушения и переотложения продуктов коры выветривания. В обломочном материале средних и верхних частей разреза этих циклов присутствуют плагиоклазы, а калиевый полевой шпат редок; в) четвертый цикл в обоих регионах представлен мощной толщей полимиктовых обломочных пород (в том числе конгломератов) с экзотическим составом материала, свидетельствующим об изменении области сноса и вовлечении в размыв толщ зеленокаменных поясов. В составе обломочного материала в изобилии появляется микроклин.

5. Последовавший затем региональный метаморфизм в обоих регионах носил зональный характер и достигал высших субфаций амфиболитовой фации. И в Патомском нагорье, и в Олекмо-Витимской горной стране метаморфизм сопровождался гранитизацией, происходившей в условиях низкой или нормальной щелочности; характерны процессы постмагматического кислотного выщелачивания. В обоих регионах зональный метаморфизм привел к диафоритической переработке гранулитов фундамента и завершился формированием полиметаморфического комплекса.

6. Постметаморфические докембрийские граниты в обоих регионах сходны по составу и характеру контактового воздействия на вмещающие породы.

Мы видим, таким образом, что тонодско-бодайбинская серия Патомского нагорья, с одной стороны, троговый комплекс и удоканская серия Олекмо-Витимской горной страны — с другой, обнаруживают многие черты сходства: они залегают на одном и том же фундаменте, перекрыты (со стратиграфическим и метаморфическим несогласиями) одними и теми же горизонтами рифейского возраста. В строении разрезов обоих дорифейских комплексов устанавливаются идентичные формационные ряды с одинаковой последовательностью трансгрессивно-регрессивных циклов, для которых характерны три уровня накопления продуктов размыва и переотложения древней коры выветривания. Завершающий цикл в обоих комплексах выражен в накоплении специфических полимиктовых пород (граувакки). Для обоих комплексов ха-

Рис. 10. Схема корреляции основных геологических событий в докембрии Патомского нагорья и Олекмо-Витимской горной страны

рактрно проявление зонального метаморфизма и гранитизации со стадией постмагматического кислотного выщелачивания.

Все эти данные могут свидетельствовать только об одном — об одинаковом возрасте рассматриваемых образований. В свете имеющихся материалов вывод о раннепротерозойском возрасте тонодско-бодайбинской серии представляется единственно возможным, более того, неизбежным. Он может быть изменен только в случае изменения представлений о возрасте удоканской серии. Поскольку подобные предположения не могут быть подкреплены какими-то реальными фактами, необходимо заключить, что в Патомском нагорье получили развитие ранние протерозоицы (карелиды), а не байкалиды, как это признавалось до сих пор.

### ГЛАВА ТРЕТЬЯ

#### ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ (Байкальский и Приморский хребты)<sup>1</sup>

В Западном Прибайкалье исследования были проведены на 15 участках. Они более или менее равномерно расположены вдоль полосы, протянувшейся на 500 км от Приольхонья и Сарминских гольцов в Приморском хребте до северного окончания Байкала и прилегающей части Байкальского хребта. С востока полоса исследований ограничена водами озера, а с запада — выходами верхнепротерозойских отложений, образующих платформенный чехол.

В Западном Прибайкалье давно известны осадочные и вулканогенные образования дорифейского возраста, во многих местах наблюдалось резко несогласное их перекрытие осадочными толщами чехла Сибирской платформы. Вместе с тем, несмотря на хорошую обнаженность территории и длительную историю ее исследований, насчитывающую несколько десятилетий, представления разных авторов о стратиграфии, метаморфизме, последовательности основных геологических событий, а также о времени их проявления и этапах формирования складчатой структуры противоречивы. Нужно отметить, что решение тех или иных проблем геологии раннего докембрия Западного Прибайкалья имеет чрезвычайно важное значение для выяснения геологического строения гораздо более обширных территорий Восточной Сибири, так как некоторые структурно-вещественные комплексы, известные и в других регионах, получили здесь наиболее полное и широкое развитие.

По-видимому, большинство геологов сходятся сейчас на том, что в составе дорифейского докембрия в этом регионе можно выделять три стратифицированных структурно-вещественных комплекса: сарминскую серию, анайскую свиту (серию) и акитканскую серию. Аkitканскую серию долгое время считали среднепротерозойской, но в последние годы все чаще обсуждается вопрос о ее позднепротерозойском возрасте. Анайской свите тоже придавался среднепротерозойский возраст, но ее соотношения с акитканской серией до сих пор вызывают острые дискуссии. Единственное, что установлено надежно, — это несогласное налегание акитканской серии на породы иликтинской свиты сарминской серии, и в значительной степени именно поэтому возраст сарминской серии считается раннепротерозойским. Ситуация еще более осложнилась в связи с решением Междуведомственного стратиграфического комитета (1979 г.) утвердить границу нижнего и верхнего протерозоя на рубеже  $1650 \pm 50$  млн лет. Многих геологов, придерживающихся варианта трехчленного деления протерозоя, это поставило перед необходимостью альтернативного подхода к решению вопроса о

<sup>1</sup> Соавторами этой главы являются С.П. Кориковский и А.И. Сезько. Она написана по результатам совместных полевых исследований.

среднем протерозое Прибайкалья: включить ли соответствующие толщи в состав комплексов верхнего протерозоя или относить их к разрезам нижнего протерозоя?

Приводимые ниже результаты наших исследований, в которых, кроме автора, участвовали С.П. Кориковский, А.И. Сезько, а в отдельные годы — В.Д. Мац, А.А. Бухаров, Г.В. Риле, В.И. Устинов, Л.Ф. Добржинская, А.Л. Книппер, свидетельствуют о том, что решение МСК принципиально верно. Эти новые материалы, касающиеся главным образом вопросов геологии дорифейских образований Прибайкалья, не всегда совпадают с представлениями, которые развивают другие авторы. Результаты исследований позволяют предложить существенно иную схему стратиграфии и соответственно наметить корреляцию с одновозрастными образованиями других регионов Байкальской горной области.

### НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Начать изложение новых данных целесообразно с того комплекса, положение которого известно лучше всего — с акитканской серии (рис. 11). Многие данные позволяют сегодня точно определить ее возраст и место в региональной стратиграфической шкале.

Акитканская серия [Салоп, 1964; Мац, 1965; Мац, Бухаров 1967; Бухаров, 1973; Лобанов, 1964; Файзуллин, 1964; Докембрийские..., 1979; и др.] объединяет вулканогенные и осадочные стратифицированные образования, которые вместе с плутоническими комагматами вулканитов образуют Северо-Байкальский пояс протяженностью 550 км [Бухаров, 1973]. Ширина пояса в плане невелика и обычно колеблется от нескольких до 60 км. С запада он ограничен полями развития верхнепротерозойских отложений байкальской серии, перекрывающих эффузивы. Как показывают геофизические данные, истинная ширина пояса, по-видимому, в 1,5–2 раза больше той, которая наблюдается на современном эрозийном срезе.

В Западном Прибайкалье акитканская серия обычно разделяется на две свиты — малокосинскую и хибеленскую. Для районов хр. Акиткан и Северо-Байкальского нагорья существуют иные схемы, включающие домугдинскую и чайскую свиты. Вопросы внутреннего строения акитканской серии, несмотря на хорошую изученность отдельных узлов, разработаны еще недостаточно детально, что препятствует корреляции различных местных схем между собой. Нас будет интересовать акитканская серия как крупное стратиграфическое подразделение, позволяющее определить возраст других толщ Прибайкалья.

В составе акитканской серии очень широко развиты различные вулканиты — фельзиты и фельзитовые порфиры, кварцевые порфиры, ортофиры, базальтовые порфиры, андезиты, а также туфолавы, агломератовые туфы, игнимбриты. Породы обладают пестрой окраской, их формирование происходило в наземной обстановке. В ряде мест сохранились вулканические аппараты [Докембрийские..., 1979]. По химическому составу эффузивы отличаются повышенным содержанием кремнекислоты и щелочей и соответствуют щелочноземельным—щелочным вулканическим сериям. Широко развиты плутонические, часто гипабиссальные комагматы эффузивов — диориты, гранодиориты, граниты, граносиениты, кварцевые монзониты, различные субвулканические образования. Значительное место в разрезе серии принадлежит обломочным породам. Это субконтинентальные пестроцветные полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты. Максимальная мощность акитканской серии 6000–8000 м.

А.А. Бухаров и Э.Н. Копылов [Докембрийские..., 1979] выделяют в составе хибеленской свиты Западного Прибайкалья два комплекса: ошеконский и мужинайско-тонгодинский. Эти комплексы включают эффузивные и интрузивные ряды формаций. Ошеконский комплекс отличается равным участием в разрезе мелкозернистых осадочных, пирокластических и эффузивных пород. Роль пирокластических образований увеличивается вверх по разрезу, присутствуют игнимбриты. Эффузивы имеют кислый (липаритовый) состав. По петрохимическим и геохимическим критериям



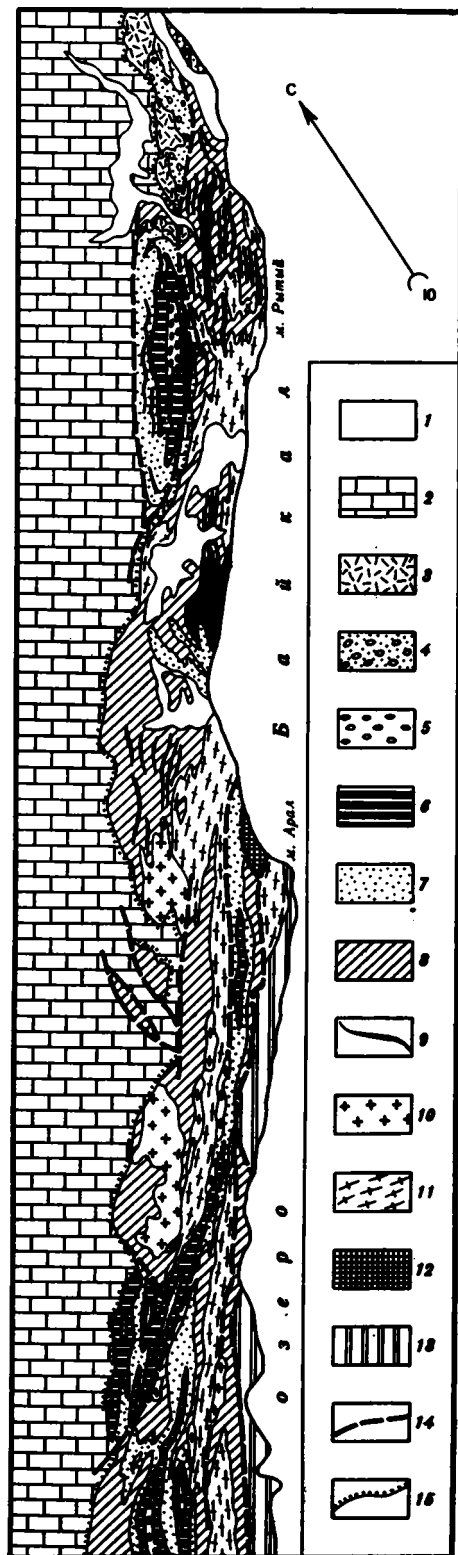


Рис. 11. Геологическая карта Западного Прибайкалья. Составили В.С. Федоровский, С.П. Кориковский и А.И. Сёзко по материалам собственных исследований с использованием геологических карт ПГО Иркутскгеология, ИЗК СО АН СССР, ВСЕГЕИ

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнепротерозойские отложения, байкальская серия; 3–8 — нижнепротерозойские стратифицированные образования: 3–4 — акитканская серия: хибеленская свита (3), малокосинская свита (4), 5–8 — сарминская серия: верхняя (5), средняя (6) и нижняя (7) под-свиты анайской свиты, илхтинская свита (8); 9 — раннепротерозойские габбро-диабазы, габбро-амфиболиты; 10–11 — раннепротерозойские сим-метаморфические гранитоиды: 10 — аллохтонные, 11 — автохтонные; 12 — архейские гранулиты и граниты; 13 — архейские и раннепротерозойские стратифицированные и плутонические образования о. Ольхон и Приользонья нерасчлененные; 14 — разломы; 15 — несогласие в основании байкаль-ской серии

риям, а также по геологическим наблюдениям вулканитам комплекса соответствуют интрузивные комагматы так называемой второй фазы ирельского комплекса — граносиениты, граносиенит-порфиры, пегматоидные граносиениты, граниты, гранит-порфиры, кварцевые моноциты. Все эти породы связаны постепенными переходами и участвуют в строении крупных интрузивных массивов кольцеобразной формы. Мужинайско-тонгодинский комплекс, как показал А.А.Бухаров [Докембрийские..., 1979], характеризуется проявлением в раннем этапе эксплозионных, а в позднем — существенно эффузивных продуктов. Последние включают полную серию пород от трахипаритовых порфиров до базальтовых и андезитовых порфиритов. А.А.Бухаров приводит также данные о соответствии химических составов эффузивов мужинайско-тонгодинского комплекса и интрузий третьей фазы ирельского комплекса.

Положение акитканской серии в разрезе докембрия Прибайкалья определяется достаточно уверенно. Базальные конгломераты малокосинской свиты резко несогласно перекрывают породы сарминской серии нижнего протерозоя и прорывающие их гранитоиды (рис. 12). В свою очередь, и лавы хибеленской свиты, и обломочные породы малокосинской свиты перекрыты осадочными толщами байкальской серии верхнего протерозоя и содержатся в гальке конгломератов голоустенской свиты. Породы акитканской серии и комагматичные гранитоиды ирельского комплекса охарактеризованы несколькими десятками радиометрических датировок. Не привлекая значе-ний, полученных К–Аг-методом, укажем лишь

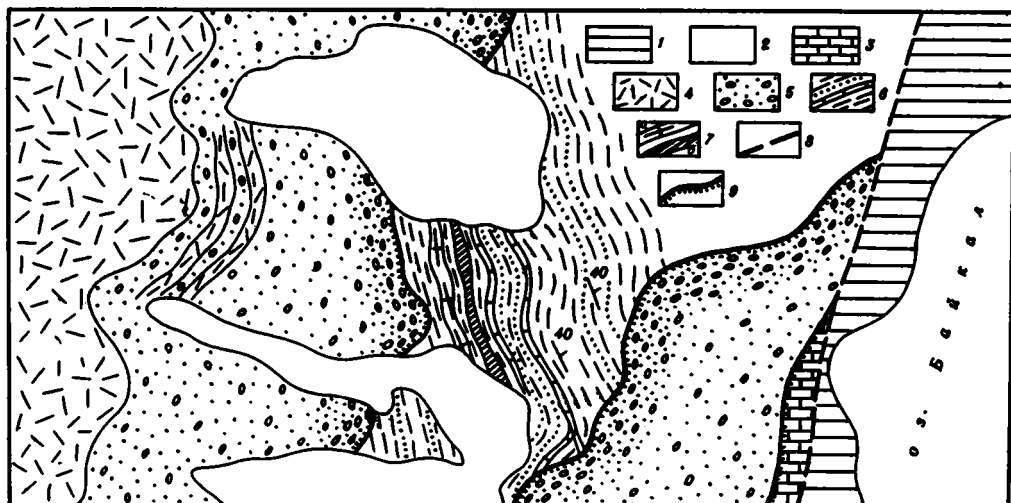


Рис. 12. Маршрутная геологическая карта междуречья Большой и Малой Косы (Байкальский хребет)

1 — современные обваловые, пролювиальные и озерные отложения; 2 — верхнечетвертичные ледниковые отложения (донные и конечные морены); 3 — верхний протерозой, голоустенская свита, конгломераты, доломиты; 4–7 — нижний протерозой: 4–5 — акитканская серия: хибеленская свита, кварцевые порфиры, дациты (4), малокозская свита, полимиктовые конгломераты с галькой кварца, гранитов, кварцитов и эффузивов, сланцы, покровы эффузивов (5), 6 — сарминская серия (илкитинская свита), хлорит-серпидит-эпидот-карбонат-актинолит-альбит-кварцевые сланцы, метапесчаники, мраморизованные известняки, карбонатные брекчии, карбонатно-кремнистые породы, кварциты, 7 — гранитоиды (а) и метабазы (б); 8 — разломы; 9 — стратиграфическое и метаморфическое несогласие

изохронные Rb–Sr-определения, млн. лет:  $1620 \pm 40$  — лавы верхней части разреза хибеленской свиты,  $1700 \pm 35$  — лавы нижней части разреза хибеленской свиты,  $1700 \pm 100$  — граниты поздней фазы ирельского комплекса [Геохронология..., 1968; Митрофанов и др., 1979]. Радиометрические датировки совпадают, таким образом, с геологическими наблюдениями и свидетельствуют о том, что формирование акитканской серии относится к концу раннепротерозойского времени.

Положение в разрезе двух других стратифицированных комплексов — анайской свиты и сарминской серии, накопление которых, как и акитканской серии, закончилось до отложения пород байкальской серии, выяснено гораздо хуже.

Анайская свита, согласно одним стратиграфическим схемам, перекрывает акитканскую серию, согласно другим — нижние части ее разреза соответствуют верхним горизонтам акитканской серии. Существует и третья точка зрения, согласно которой анайская свита и акитканская серия являются фациальными аналогами. Нет единства взглядов и о складчатой структуре, которую образует анайская свита в стратигическом месте.

В.Д. Мац [1965] расчленил анайскую свиту Анайских гольцов в Байкальском хребте на две подсвиты: нижнюю — полевошпатово-кварцевые, кварцевые и полимиктовые песчаники, гравелиты с горизонтом конгломерато-брекчий в основании (мощность 400–500 м) и верхнюю — хлоритоидные и серпидит-хлоритоидные сланцы, песчаники (мощность 800 м). Анайская свита, по мнению В.Д. Маца, образует простую синклиналичную структуру, в строении центриклиналичного замыкания которой участвуют и породы акитканской серии. В связи с этим анайская свита оказывается более молодой, чем акитканская серия. Гораздо более подробно ситуация в районе Анайских гольцов показана на геологической карте, составленной в 1967 г. по результатам детальной съемки В.И. Устиновым и В.Г. Рыбаковым. Эти авторы подтвердили существование синклиналичной структуры и предложили более подробное стратиграфическое расчленение образований, развитых в этом районе. В составе акитканской серии

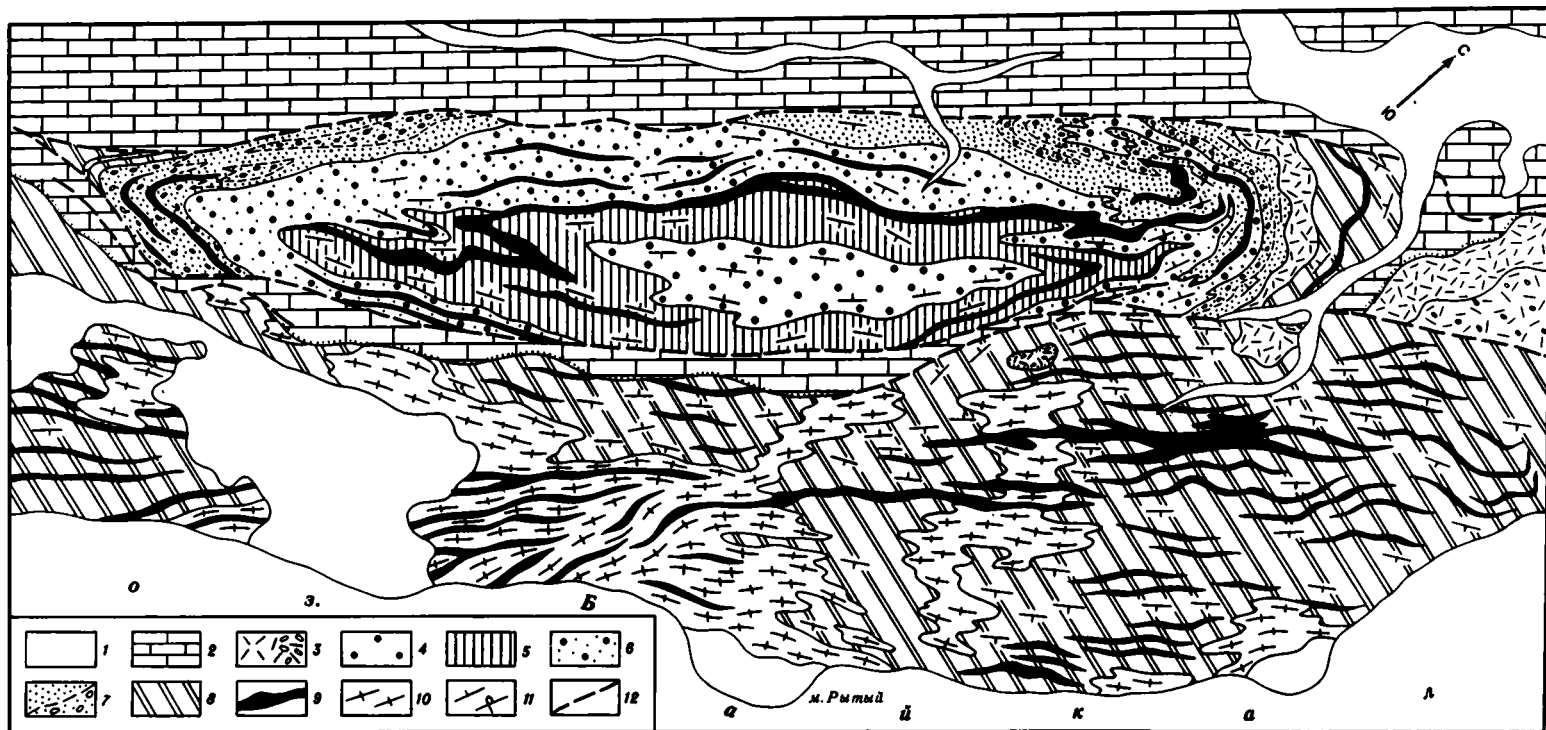


Рис. 13. Геологическая карта Анайских гольцов (Западное Прибайкалье). Составили В.С.Федоровский, С.П.Кориковский и А.И.Сезько по материалам собственных исследований с использованием геологических материалов и карт А.А.Бухарова, В.Д.Маца, В.Г.Рыбакова, Л.И.Салопы, В.И.Устинова

1 – четвертичные отложения долин рек Лены Шартлайской, Большого Аная и Хейрема; 2 – неметаморфизованные верхнепротерозойские отложения байкальской серии, песчаники, гравелиты, известняки; 3–10 – нижнепротерозойские образования: 3 – акитканская серия, песчаники, конгломераты, кислые эффузивы, 4–7 – сарминская серия, анайская свита: 4 – верхняя подсвита (кварциты), 5 – средняя подсвита (хлоритоид-сери-

цит-пирофиллитовые, хлоритоид-серицитовые, часто углистые сланцы, кварциты), 6 – верхняя пачка нижней подсвиты (кварциты, прослои хлорит-серицитовых сланцев), 7 – средняя и нижняя пачки нижней подсвиты (хлорит-серицитовые полимиктовые метапесчаники и метагравелиты, хлорит-серицитовые сланцы, кварцевые и кварц-полевошпатовые метагравелиты и метапесчаники, кислые эффузивы, метаконгломераты с галькой кислых эффузивов), 8 – сарминская серия, иликтинская свита, хлорит-серицитовые, хлорит-серицит-карбонатные сланцы и метапесчаники, метаэффузивы), 9 – метагббро-диабазы, диабазы, 10 – синметаморфические плагиограниты кочериковского комплекса; 11 – залегание слоистости нормальное и опрокинутое; 12 – разломы

выделены малокосинская свита обломочных пород и хибеленская свита вулканитов. Стратиграфически выше и согласно, как полагают В.И. Устинов и В.Г. Рыбаков, залегает анайская свита, состоящая уже из трех подсвит: нижней — полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники, сланцы (мощность 1300 м), средней — кварцевые песчаники (мощность 450 м) и верхней — кварцевые песчаники, кварц-серицит-хлоритовидные и хлоритовидные сланцы (мощность 750 м). Позднее В.К. Головенко [1977], также посетивший район Анайских гольцов, соглашаясь в целом со схемой В.И. Устинова и В.Г. Рыбакова, предлагает ограничить стратиграфический объем анайской свиты двумя верхними подсвитами, а нижнюю подсвиту считает полным аналогом чайской свиты акитканской серии других районов. Как видим, все перечисленные авторы настаивают на более высоком стратиграфическом положении высокоглиноземистых сланцев и кварцитов анайской свиты, чем пород акитканской серии.

Других взглядов придерживаются Л.И. Салоп, Л.В. Травин и Е.А. Шалек [1974]. Исходя из совершенно иной расшифровки складчатой структуры района Анайских гольцов, которую они понимают не как простую синклинали, а как сложный веерообразный антиклинарий с опрокинутыми крыльями, Л.И. Салоп и соавторы приходят к выводу о том, что анайская свита, или серия, в их понимании, и акитканская серия являются фациальными аналогами. В составе анайской свиты они выделяют пять свит: первую — "нижнюю пестроцветную" (алевролиты, песчаники, сланцы, в основании гравелиты и конгломераты, мощность 500 м), вторую — "хлоритовидную" (песчаники, кварцито-песчаники, хлоритовидные сланцы, алевролиты, мощность 250–300 м), третью — "кварцито-песчаную" (мощность 750–900 м), четвертую — "верхнюю пестроцветную" (гравелиты, песчаники, конгломераты, алевролиты, порфиры, мощность 800 м) и пятую — алевролиты, песчаники, конгломераты, мощность 300 м. Первую свиту авторы сопоставляют с малокосинской свитой акитканской серии, вторую, третью и четвертую свиты — с хибеленской свитой, а пятую — с чайской свитой акитканской серии.

По нашим данным, складчатая структура района Анайских гольцов в общих чертах правильно расшифрована В.Д. Мацем, В.И. Устиновым и В.Г. Рыбаковым. В южной и центральной частях Анайских гольцов это действительно несложная синклиналиальная складка со встречным падением крыльев к оси структуры (рис. 13). В северо-восточной части гольцов, т.е. именно там, где первые исследователи предполагали центриклиналиальное замыкание синклинали, структура резко усложняется. Детальное картирование, сопровождавшееся прослеживанием пластов по простиранию, показало, что осевая зона главной синклинали из южной и центральной частей гольцов прослеживается на север по последовательному замыканию пачек верхних кварцитов, хлоритовидных сланцев и нижних кварцитов. Так, в районе ледниковых озер в северо-восточной части гольцов обнаружено замыкание пачки хлоритовидных сланцев. По мере дальнейшего продвижения на север и северо-восток видно, что широкое поле кварцитов, подстилающих пачку хлоритовидных сланцев, тоже быстро сужается, а маркирующие горизонты обрисовывают острый замок складки. При этом ось главной структуры плавно изгибается и разворачивается на запад, а затем на юго-запад. Точно такой же разворот испытывают и другие складки-сателлиты, ответвляющиеся от главной синклинали. В результате в северо-восточной части Анайских гольцов объективно картируется крупная складка второго этапа деформаций с цилиндрическим замком и субвертикальным шарниром. Разворот всех структурных элементов, в том числе сланцеватости первого этапа деформаций, вокруг шарнира складки второй генерации составляет  $180^\circ$ . Он происходил в режиме левого сдвига. При этом сложность нередко обнаруживает опрокинутое залегание, что и было впервые замечено Л.И. Салопом и его соавторами [1974].

Таким образом, в северной части Анайских гольцов, где сторонники признания простой складчатой структуры видели центриклиналиальное замыкание синклинали, на самом деле обнаруживается замок складки второй генерации. В целом складчатая структура оказывается гораздо более сложной, чем это казалось первоначально,

но она в то же время не обнаруживает сходства и с той структурой, которую видят здесь Л.И. Салоп и др. [1974]. Интересно, что новые данные о складчатой структуре принципиально не изменяют представлений о разрезе анайской свиты, выработанных в результате первых исследований и детальной геологической съемки. В него внесены добавления, естественные при детализации исследований.

В разрезе анайской свиты обособляются три подсвиты:

1. Нижняя подсвита состоит из трех пачек. Нижняя пачка — среднегрубозернистые хлорит-серицитовые полимиктовые метапесчаники и метагравелиты с обломками кварца, плагиоклаза, сингенетических сиреневых и зеленых сланцев, образующих в разрезе толщи небольшие прослои, а также эффузивов. Подчиненные горизонты сложены хлорит-серицитовыми сланцами, роль которых, однако, резко возрастает в основании пачки, где они становятся доминирующим типом пород. Средняя пачка — существенно кварцевые, реже кварц-полевошпатовые метагравелиты и метапесчаники с тонкими прослоями оливково-зеленых и лиловых серицитовых, хлорит-серицитовых сланцев. В кровле пачки обособляется линзующийся горизонт метаконгломератов, в гальке которых присутствуют риодацитовые плагиопорфиры, содержащие во вкраплениях только плагиоклаз, зеленые и вишневые филлиты и гидротермальный жильный кварц. Редкие покровы кислых эффузивов, аналогичные эффузивам в составе гальки конгломератов, равномерно насыщают разрез этой пачки. Обычны согласные тела метадиабазов. Мощность нижней и средней пачек 600 м. Их не всегда удается устойчиво картировать ввиду резких фациальных изменений. Верхняя пачка имеет мощность 400–500 м и объединяет мономиктовые белые, светло-серые, реже лиловые кварциты, среди которых присутствуют редкие прослои хлорит-серицитовых сланцев. Общая мощность нижней подсвиты 1000–1100 м. Можно предполагать, что приведенные значения мощности завышены, так как здесь не удается учесть искажения мощности ввиду широкого развития мелких складок изоклинального типа, более всего распространенных в нижней пачке подсвиты. Здесь же нужно отметить условность включения нижней пачки приведенного разреза, а возможно, и двух нижних пачек в состав анайской свиты. В процессе полевых исследований мы называли ее "переходной", исходя из значительного сходства пород нижней пачки с породами ниже лежащей иликтинской свиты.

2. Средняя подсвита включает хлоритоид-серицит-пиропиллитовые, хлоритоид-серицитовые, часто углистые сланцы, кварциты, иногда кварцевые метагравелиты, среди которых нередко встречаются субсогласные тела (покровы?) метадиабазов небольшой мощности; в пределах Анайских гольцов крупные субсогласные тела образованы метагаббро или метагаббро-диабазам. Мощность средней подсвиты не превышает 300–400 м.

3. Верхняя подсвита вновь отличается преобладанием в ее разрезе кварцитов. Довольно редкие прослои образуют хлорит-серицитовые сланцы, встречаются тела метадиабазов. Видимая мощность подсвиты 450 м.

Суммарная мощность анайской свиты примерно 1800–2000 м.

Каковы соотношения анайской свиты с другими докембрийскими образованиями? Анайские гольцы со всех сторон окружены верхнепротерозойскими осадочными отложениями байкальской серии. С запада — сплошное поле этих пород, с северо-востока и юго-востока породы голоустенской свиты байкальской серии блокированы в узких грабенах и отделяют анайскую свиту от полей развития акитканской и сарминской серий. Нужно сказать, что предполагавшееся многими авторами присутствие акитканской серии в северо-восточном склоне Анайских гольцов не может быть объективно доказано, так как эти породы пространственно отделены от основного поля развития акитканской серии долиной р. Лены Шартлайской и выходами верхнепротерозойских отложений. Для выяснения соотношений анайской свиты и акитканской серии необходимо было искать другие объекты.

Непосредственно юго-восточнее Анайских гольцов, отделяясь от них узкой сквозной долиной рек Хейрем и Лены Шартлайской, расположена горная гряда, протянув-

щаяся параллельно берегу Байкала. Здесь уже давно картируется иликтинская свита нижнего протерозоя, которая теперь включается в состав сарминской серии. Более трети площади этой территории занято плагиогранитами и нормальными гранитами, нередко гнейсовидными, так называемого кочериковского комплекса, которые образуют тела, конформные простираению толщи и содержат ксенолиты метапесчаников и метазффузивов иликтинской свиты. В строении довольно однообразного разреза иликтинской свиты участвуют хлорит-серицитовые и хлорит-серицит-карбонатные сланцы с прослоями, иногда с мощными пачками метапесчаников сходного состава. Многочисленны мелкие покровы метадиабазов. Крупные субсогласные тела метагббро-диабазов насыщают все поле развития пород иликтинской свиты.

Наши исследования показали, что, кроме этих преобладающих типов пород, в иликтинской свите встречаются (например, в береговых обнажениях Байкала между мысами Рытый и Шартлай) согласные тела метаморфизованных кислых порфиров, имеющих состав от дацитов до трахидацитов, а также их кислые туфы и туфопесчаники. Принадлежность этих метазффузивов к иликтинской свите, а не к акитканскому циклу доказывается их расщеплением и низкотемпературным метаморфизмом (наравне с вмещающими сланцами), а также и тем, что они прорываются мелкими жильными телами белых мусковитовых пегматоидных плагиогранитов кочериковского комплекса. Там же встречаются пропластки метаконгломератов с галькой тех же кислых порфиров и жильного кварца, аналогичные конгломератам анайской свиты.

Последнее обстоятельство заставляет вновь вернуться к Анайской структуре и высказать предположение, что нижние пачки разреза нижней подсвиты анайской свиты могут рассматриваться в качестве аналогов верхней части разреза иликтинской свиты. В пользу этого свидетельствуют: идентичность состава и облика основной массы пород иликтинской свиты и низов нижней подсвиты анайской свиты (хлорит-серицитовые сланцы и метапесчаники); единство их метаморфизма (граница хлорит-серицитовой и биотитовой субфаций); присутствие в разрезах обеих толщ совершенно идентичных послойных тел кислых порфиров, метадиабазов и субсогласных тел метагббро-диабазов; присутствие пластов метаконгломератов с одинаковыми по составу гальками.

Нужно отметить в связи с этим, что при проведении полевых исследований решение отнести эту часть разреза к анайской свите, а не к иликтинской возникло у нас в связи с находкой в низах изученного разреза юго-западной части Анайской структуры горизонта мраморов, которые во многих местах региона маркируют границу иликтинской и анайской свит. Если попытаться объединить все имеющиеся данные, то наиболее логично предположить именно "переходное" литологическое значение обсуждаемой толщи, совмещающей признаки и анайской, и иликтинской свит. Вместе с тем понятно, что в этой ситуации принятие стратиграфического решения оказывается затруднительным: "переходная" пачка с одинаковым успехом может быть включена в состав любой из указанных свит. То или иное решение принципиально здесь ничего не меняет; оно лишь подчеркивает стратиграфическое единство анайской и иликтинской свит.

Нужно подчеркнуть, что более высокое стратиграфическое положение анайской свиты по сравнению с иликтинской никогда не вызывало сомнений. Проблема, однако, состоит в том, что во всех существующих схемах этим свитам придается разный возраст. Между тем результаты исследований, проведенных в районе, стратотипическом для анайской свиты, противоречат такому заключению. Уже указывалось, что иликтинская и анайская свиты связаны "переходной" пачкой с конвергентными признаками; обе эти свиты вмещают покровы одинаковых эффузивов основного и кислого состава, породы обеих свит прорваны идентичными габброидами. Все они — и осадочные породы, и эффузивы, и габброиды — метаморфизованы в совершенно одинаковых термодинамических условиях. Анализ складчатой структуры свидетельствует об их полной конформности. Все это заставляет нас прийти к выводу о том,

что анайская и иликтинская свиты являются компонентами единого разреза и обе они имеют одинаковый возраст.

Этот вывод обычно оспаривается другими геологами. Их сомнения понятны, так как на значительном протяжении непосредственный контакт анайской и иликтинской свит не удастся наблюдать — он перекрыт толщами рифея. Для окончательного решения вопроса целесообразно обратиться к другим участкам совместного развития пород анайской и иликтинской свит. Как нам кажется, для сомнений тогда не останется места.

В 20 км северо-восточнее Анайских гольцов и точно на простирании главной Анайской синклинали находится мыс Цаган-морян на оз. Байкал. Хорошие разрезы метаморфических толщ мыса впервые составили А.А. Бухаров и Д.И. Калинина. А.А. Бухаров любезно ознакомил нас с этими неопубликованными данными и участвовал в совместных маршрутах в районе мыса Цаган-морян. Наши наблюдения подтверждают выводы этих геологов о последовательности напластования толщ, развитых в районе мыса. Расхождения касаются определения стратиграфической принадлежности тех или иных компонентов разреза.

В северной и южной частях мыса Цаган-морян в скальных выходах обнажается пачка зеленых сланцев, метапесчаников, содержащих покровы метазэффузивов. В крайней северной части мыса породы прорваны порфиroidными гранитами, по облику и составу аналогичными гранитам приморского комплекса из бассейна рек Сарма и Зундук. В верхней части разреза пачки и в северном, и в южном ее выходах присутствует маркирующий горизонт мраморов мощностью 1–2 м, содержащий вкрапленность флюорита. Стратиграфически выше располагается пачка белых и розовых монокварцитов с прослоями метагббро-диабазов и зеленых ортосланцев, которая к юго-западу в быстро возрастающем количестве насыщается послойными телами кислых калишлатосодержащих метапорфиров (от дацитов до трахириодацитов) и сопутствующими им кислыми метатугами и метатугопесчаниками. Эта пачка также образует два широких выхода — в северной и южной частях мыса. В центре наблюдаемого разреза между выходами кварцитов располагается пачка черных графит-серицит-хлоритоидных сланцев, среди которых встречаются прослои кварцитов и метазэффузивов.

Зеркальное повторение последовательности напластования пород в обе стороны от пачки хлоритоидных сланцев, которое лишь незначительно вуалируется из-за неравномерного насыщения разреза эффузивами, не оставляет сомнений в том, что мы имеем дело с крупной складкой, ядро которой и образует пачка хлоритоидных сланцев. При этом перечисленные пачки залегают между собой согласно и связаны взаимопереходами. Метаморфизм всех пород данного разреза совершенно идентичен и отвечает высокотемпературной части биотитовой субфации. Толща насыщена одинаковыми по составу кислыми эффузивами, образующими многочисленные покровы, а также телами гббро-диабазов. Все эти данные однозначно указывают на принадлежность рассматриваемых пачек к единому разрезу.

Нижняя пачка разреза мыса Цаган-морян по составу и набору пород отвечает иликтинской свите. Большие по площади поля развития пород этой свиты находятся в непосредственной близости (2–3 км) от мыса и отделены от него лишь выходами четвертичных отложений. На детальной геологической карте, составленной иркутскими геологами, иликтинская свита и показана в северной части мыса. Что касается остальной части интересующего нас разреза, то на той же карте здесь обозначены выходы эффузивов акитканской серии. С такой интерпретацией нельзя согласиться.

На первых порах, по мощному проявлению вулканизма, действительно можно усмотреть сходство этих двух толщ. Но в цаган-морянском разрезе присутствуют не только кислые эффузивы. Весь объем осадочных пород здесь составляют монокварциты и хлоритоидные сланцы, в разрезе акитканской серии в таком парагенезе неизвестные. Зато сходство этой толщи (и не только по набору пород, но и по строению разреза) с анайской свитой Анайских гольцов полное, включая и присутствие послойных тел метадиабазов и субпослойных метагббро-диабазов. На необходимость такого сопос-

тавления указывает и совпадение осевых зон синклинальных структур обоих участков. Как упоминалось выше, в районе Анайских гольцов предполагаемый контакт иликтинской и анайской свит обнажен только в юго-западной части Анайской синклинальной структуры. Здесь, в скалах мыса Цаган-морян, этот контакт вскрыт в двух местах на обоих крыльях структуры. Совершенно очевидно при этом, что соотношения иликтинской и анайской свит согласные, и, таким образом, их принадлежность к единому разрезу становится вполне ясной.

В 2–3 км западнее мыса Цаган-морян, в Байкальском хребте, широко развиты эффузивы и обломочные породы истинно акитканской серии. В основании ее разреза в составе картируемой здесь малокозинской свиты присутствуют конгломераты, залегающие с разрывом на катаклазированных гранитах, которые в северной части мыса Цаган-морян прорывают породы иликтинской свиты. Галька этих пород наряду с кварцитами и эффузивами уже акитканского типа находится в составе конгломератов. Таким образом, более высокое стратиграфическое положение акитканской серии, чем пород иликтинской свиты и прорывающих их гранитов, доказывается вполне надежно. Вместе с тем если разрез мыса Цаган-морян понят нами правильно, то такие же соотношения должны существовать и между акитканской серией и анайской свитой, которая с иликтинской свитой образует единый, лишенный перерывов разрез. Здесь, кстати, нужно отметить, что весь цаган-морянский разрез, включая и пачки кварцитов, и хлоритовидных сланцев, насыщен жилами кварц-плагиоклазового состава, генетически связанными с гранитоидами, выходы которых имеются только в северной части мыса. Эти жильные породы тоже присутствуют в гальке малокозинских конгломератов, что лишний раз подтверждает значительный разрыв во времени между накоплением анайской свиты и акитканской серии. С этим выводом совпадают и результаты изучения метаморфизма сарминской серии мыса Цаган-морья и акитканской серии участков Байкальского хребта, расположенных западнее мыса [Кориковский и др., 1979].

Мы видим, таким образом, что акитканская серия, возраст которой оценивается в 1620–1700 млн. лет, в северной части интересующей нас полосы докембрийских образований залегают стратиграфически выше сарминской серии. Мы видим также, что сарминская серия состоит из двух согласно залегающих свит — нижней иликтинской и верхней анайской, связанных между собой взаимопереходами.

В свете этих данных нужно снова возвратиться к стратотипической местности анайской свиты — району Анайских гольцов. Здесь, как уже упоминалось, соотношения анайской свиты и акитканской серии понимались до сих пор по-разному: одни авторы предполагали более высокое стратиграфическое положение анайской свиты [Мац, Бухаров, 1967; Бухаров, 1973; Головенко, 1977; неопубликованные данные В.И. Устинова и В.Г. Рыбакова], другие считали оба этих подразделения фациальными аналогами [Салоп и др., 1974]. Второй вариант не может быть принят, так как ему противоречат данные о иной, чем это предполагалось, складчатой структуре, образованной анайской свитой.

Вместе с тем не может быть принят и первый вариант соотношений рассматриваемых толщ. При наращивании площадей исследований становится очевидным, что породы анайской свиты повсеместно затронуты зональным метаморфизмом глубинного кианит-силлиманитового типа, который в районе Анайских гольцов соответствовал границе серицит-хлоритовой и биотитовой зон, а в соседних районах — гранатовой, ставролит-хлоритовидной и ставролит-силлиманитовой зонам [Кориковский, Сезько, Федоровский, 1979]. Что касается пород акитканской серии, то они не несут следов регионального метаморфизма этого типа. А ведь это должно было бы быть и в случае более низкого стратиграфического положения акитканской серии в сравнении с анайской, и в случае, если бы она выступала в роли фациального аналога анайской свиты.

Эффузивы акитканской серии во всей полосе ее развития отличаются либо равномерным палеотипным перерождением и околотрещинной пропилитизацией, либо монотонным зеленосланцевым метаморфизмом не выше хлорит-серицитовой субфации.



Учитывая все эти данные, было бы странно предполагать, что в одном и том же районе метаморфизованные породы (анайская свита) залегают стратиграфически выше практически неметаморфизованной толщи (акитканская серия) — тепловой поток, обеспечивший зональный метаморфизм анайской свиты, никак не мог бы миновать акитканскую серию, если бы она на самом деле подстилала анайскую свиту. Наоборот, в этом случае породы акитканской серии оказались бы метаморфизованными еще более интенсивно, чем породы анайской свиты.

Здесь нужно напомнить, что В.Д. Мац и А.А. Бухаров [1967], обосновывая более высокое стратиграфическое положение анайской свиты по сравнению с акитканской серией, исходили из таких предпосылок: 1) согласное наложение анайской свиты на породы акитканской серии в северо-восточной части Анайских гольцов; 2) присутствие в составе гальки конгломератов анайской свиты эффузивов акитканской серии. Сохраняют ли свое значение эти положения?

Что касается первого пункта, то приведенные выше данные по району мыса Цаган-морян показали обратные соотношения анайской свиты и акитканской серии, чем это прежде предполагалось. На северо-восточном склоне Анайских гольцов, где, как считается, анайская свита залегает на акитканской серии, породы, относимые В.Д. Мацем и А.А. Бухаровым к акитканской серии, метаморфизованы, чем отличаются от других мест развития пород акитканской серии, не затронутых зональным метаморфизмом. Уже одно это заставляет сомневаться в том, правильно ли отнесены к акитканской серии породы данного участка. Если же иметь в виду, что здесь метаосадочные породы вмещают еще и протяженные тела метадиабазов, которые по своему общему облику и составу, а также характеру изменений абсолютно неотличимы от тех метадиабазов, которые в непосредственной близости насыщают разрезы анайской и иликтинской свит, то включение всей перечисленной гаммы пород в состав акитканской серии станет еще более сомнительным.

Если обратиться к вопросу о составе конгломератов анайской свиты, то против той интерпретации, которую предлагают В.Д. Мац и А.А. Бухаров, приходится возражать самым решительным образом. Метаконгломераты анайской свиты действительно в изобилии содержат гальку эффузивов. Но являются ли эти эффузивы акитканскими? Ведь покровы эффузивов присутствуют и в разрезе самой анайской свиты, они обычны и в разрезе иликтинской свиты (забегая вперед, отметим, что в более южных районах Прибайкалья роль эффузивов в строении разрезов обеих свит резко возрастает). Сходство эффузивов из галек анайских конгломератов с эффузивами акитканской серии, о котором пишут В.Д. Мац и А.А. Бухаров, другим исследователям этого района не показалось столь очевидным. Так, Л.И. Салоп, Л.В. Травин и Е.А. Шалек [1974, с. 152] отмечают: "Наличие... конгломератов с туфогенным цементом свидетельствует о том, что и во время их отложения вулканическая деятельность не прекращалась. Скорее всего, образование конгломератов, состоящих нацело из галек своеобразных темно-серых порфиров, неизвестных в разрезе хибеленской свиты на соседних участках, обусловлено размывом покрова таких лав... излившихся где-нибудь поблизости" (разрядка моя. — В.Ф.). И это действительно так. Эффузивы, как выяснилось, пространственно и в разрезе нередко ассоциируют с конгломератами. В северо-восточной части Анайских гольцов в коренном выходе мы наблюдали именно такие соотношения. При этом галька в конгломератах представлена эффузивами такого же состава, как и в покрове подстилающих эффузивов из этого же обнажения.

Решение этого вопроса дают результаты сравнительного анализа, проведенного С.П. Кориковским, петрографических и геохимических особенностей порфиров из галек конгломератов анайской свиты, а также из покровов в анайской свите и из покровов собственно акитканской серии (рис. 14). Эффузивы из галек конгломератов — риодацитовые плагиопорфиры с преобладанием натрия над калием; во вкрапленниках они содержат только плагиоклаз. Таковы же эффузивы из покровов, заключенных в разрезе анайской и иликтинской свит в истоках р. Лены Шартлайской. Эф-

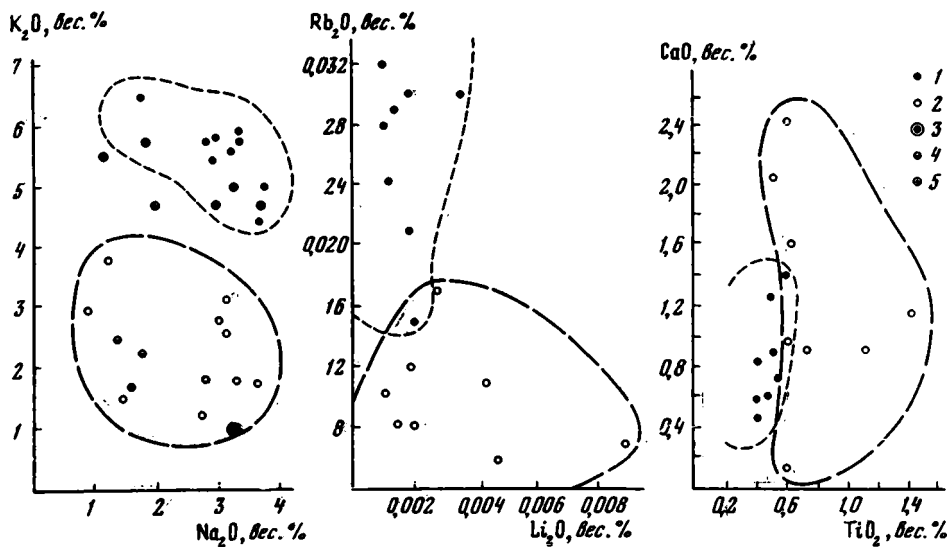


Рис. 14. Сравнение составов порфиров акитканской серии и порфиров из покровов и галек конгломератов анайской свиты

1 — трахипаритовые порфиры акитканской серии; 2 — гальки липарит-дацитовых и плагиолипаритовых порфиров из конгломератов анайской свиты; 3 — метатufы иликтинской свиты (выходы в районе Анайских гольцов); 4 — плагиолипаритовые метапорфиры анайской свиты; 5 — трахипаритовые порфиры акитканской серии из силеобразного тела в Анайской структуре

фузивы акитканской серии — трахириодацитовые калиевые порфиры с резким преобладанием калия над натрием; во вкрапленниках они содержат щелочной полевои шпат. Сравнение содержаний K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O, Rb<sub>2</sub>O и Li<sub>2</sub>O, CaO и TiO<sub>2</sub> показывает, что эффузивы из галек конгломератов и эффузивы акитканской серии образуют на диаграммах разные поля и не могут принадлежать одной и той же группе. Вместе с тем отчетливо видно, что по содержанию щелочей эффузивы из галек составляют единое поле с плагиолипаритовыми метапорфирами, образующими покровы в анайской свите. В то же поле попадает и анализ метаэффузива из иликтинской свиты, развитой в прилегающем участке.

Обратимся теперь к районам Прибайкалья, расположенным южнее и юго-западнее Анайских гольцов. Обычно предполагается, что ни акитканская серия, ни анайская свита в южных районах не встречаются. В.Д. Мац уже давно настаивает, однако, на том, что толщи, идентичные анайской свите, появляются далеко на юге от Анайских гольцов и присутствуют, в частности, в бассейне рек Сармы и Курмы в Приморском хребте. И это действительно так. Сходство состава и разрезов развитых там толщ с толщами северных районов настолько велико, а непрерывность, как это теперь выяснилось, полосы однотипных и разновозрастных отложений настолько очевидна, что вполне целесообразной представляется необходимость применения для всех этих образований единой стратиграфической номенклатуры.

Уже в 10 км южнее Анайских гольцов, в невысоких холмах, спускающихся к Байкалу, у пос. Хулуртуй в долине р. Элигей, в районе мыса Крестового на Байкале вновь встречаются толщи кварцитов, сланцев и метапесчаников. В.Д. Мац выделял здесь две свиты нижнего протерозоя: хулуртуйскую, которую иногда называют харгитуйской (название заимствовано из арсенала наименований южных районов), и иликтинскую. Хулуртуйскую свиту, состоящую из кварцитов, гнейсов, амфиболитов, сланцев, этот автор подразделяет на три подсвиты, в зависимости от тех или иных сочетаний в разрезе перечисленных пород. В составе иликтинской свиты объединялись серицит-хлоритовые хлорит-двуслюдяные сланцы, филлиты, метапесчаники и метагравелиты, мета-

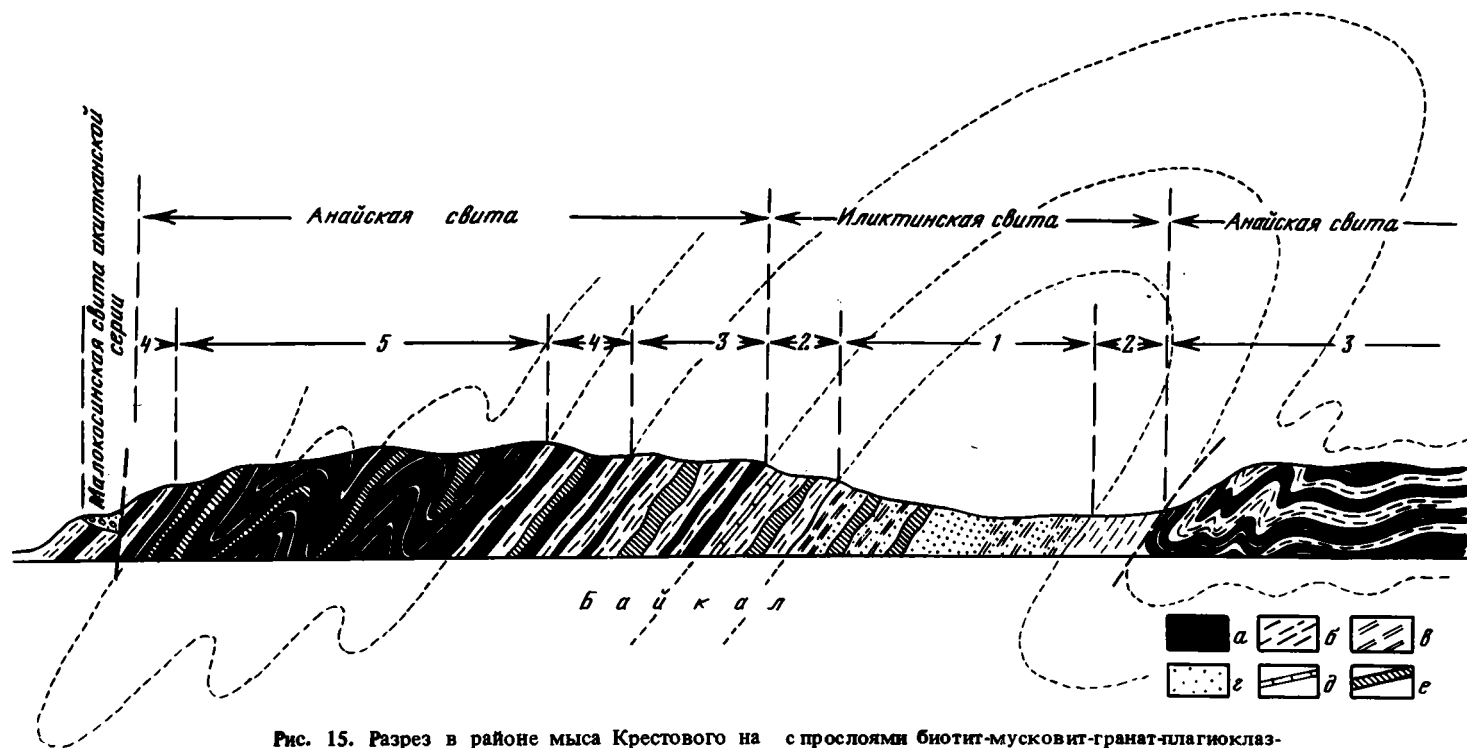


Рис. 15. Разрез в районе мыса Крестового на оз. Байкал

1-5 — пачки: 1 — графит-гранат-мусковитовых сланцев, метапесчаников, 2 — биотит-мусковит-гранат-плагноклаз-кварцевых сланцев с маркирующим горизонтом мраморов, 3 — тех же сланцев и кварцитов, 4 — кварцитов

с прослоями биотит-мусковит-гранат-плагноклаз-кварцевых сланцев, 5 — мономинеральных кварцитов. Литологические обозначения: а — кварциты, б — сланцы, в — графитсодержащие сланцы, г — метапесчаники, д — мраморы, е — габбро-амфиболиты

эффузивы. Иликтинская свита из этого района прослеживается в виде единого поля на юго-запад, в бассейн р. Иликты, где она и была впервые выделена.

Маршруты, проведенные нами в бассейне р. Элигей и в окрестностях поселков Хулуртуй и Большой Кочериков, показали, что нижняя подсвита хулуртуйской свиты В.Д. Маца по составу пород идентична иликтинской свите соседних участков и отличается от нее только более высокой степенью метаморфизма пород (ставролит-силлиманитовая субфация). Это становится ясным при прослеживании по простиранию иликтинской свиты и сопровождающих ее габброидов и гранитов из района мысов Шартлай и Рытый на Байкале к району мыса Кочериковского и далее на юго-запад, к долине Элигея. Степень метаморфизма постепенно нарастает: сначала до зоны граната, затем (в районе пос. Хулуртуй и мыса Крестового) — до верхней ступени зоны ставролита, а далее, по мере продвижения к бассейну р. Иликты, снова падает до зоны биотита. В связи с этим возникает подозрение, что в качестве хулуртуйской свиты были вообще выделены более сильно метаморфизованные породы, чем те же породы соседних участков, включенные в состав других свит. И более всего это относится к мощным пачкам кварцитов, которые, как выяснилось, в зоне интенсивного метаморфизма участвуют вместе с иликтинской свитой в строении одних и тех же складчатых структур, образуя ядра синклинальных складок.

Лучший разрез обнажен здесь в скалах мыса Крестового (рис. 15). Снизу вверх по стратиграфической вертикали вскрываются:

1. Переслаивающиеся графит-ставролит-гранат-слюдяные, гранат-биотит-мусковитовые сланцы и метапесчаники. Пачка обнажается в ядре антиклинали, ее видимая мощность 125 м.

2. Биотит-мусковит-гранатовые сланцы с горизонтом мощностью 1 м мраморов в кровле; общая мощность 50 м.

3. Переслаивающиеся биотит-мусковитовые сланцы и кварциты. Породы сильно диафортированы; количество и мощность пластов кварцитов нарастает вверх по разрезу. Суммарная мощность 200 м.

4. Кварциты, смятые в складки. При видимой мощности около 50–100 м породы обнажаются на расстоянии около 400 м по северо-восточной и юго-западной оконечностям мыса.

Весь разрез насыщен телами метадиабазов и метагаббро-диабазов.

Первая и вторая пачки принадлежат иликтинской свите. Это доказывается тем, что от мыса Крестового они прослеживаются к верховьям руч. Элигей, где, кроме сланцев и метапесчаников, появляются двуслюдяные и биотитовые гнейсы, а затем плавно разворачиваются на северо-восток и картируются в виде непрерывной полосы до мыса Кочериковского и к долине р. Хейрем, где существование иликтинской свиты давно известно. Третья и четвертая пачка приведенного разреза ничем, кроме степени метаморфизма, не отличаются от разреза нижней (кварцитово-й) подсвиты анайской свиты Анайских гольцов; при сравнении с разрезом мыса Цаган-морья они оказываются идентичными анайской свите этого участка и по степени метаморфизма. Интересно, что точно так же, как и в разрезах Цаган-морья и южной части Анайских гольцов, здесь, в разрезе мыса Крестового, в кровле иликтинской свиты присутствует мало-мощный горизонт мраморов, имеющий маркирующее значение. Как будет показано ниже, этот горизонт отличается исключительным постоянством и устанавливается на контакте иликтинской и анайской свит на всем протяжении исследованной трехсот-километровой полосы, включая юго-западную часть Анайских гольцов.

В крайней юго-западной части мыса Крестового на кварцитах, которые мы относим к анайской свите, с резким стратиграфическим, угловым и метаморфическим несогласием залегают полимиктовые и туфогенные песчаники с плавающей галькой и валунами кварцитов и эффузивов. Л.И. Салоп и др. [1974], впервые описавшие этот контакт, считают, что толща грубообломочных пород принадлежит анайской свите, а кварциты, на которых она залегает, выделяют как харгитуйскую свиту нижнего протерозоя. Такие представления, хотя они и высказаны в предположительной фор-

ме, должны быть оспорены. Интересно, что авторы и сами указывают на несколько необычный для анайской свиты состав этой толщи. Удивительно однако другое: почему не возникла мысль сопоставить монокварциты мыса Крестового с монокварцитами Анайских гольцов? Ведь пачка кварцитов непрерывно прослеживается отсюда на север, затем на северо-восток, прямо к Анайским гольцам, и отделена от кварцитовых толщ Анайских гольцов только узким грабенom с верхнепротерозойскими отложениями. Разница между ними состоит лишь в степени метаморфизма.

Что касается грубообломочных пород, несогласно перекрывающих кварциты на мысе Крестовом, то они оказываются вполне сопоставимыми с грубообломочными компонентами разреза малокозинской свиты акитканской серии. По составу это хлорит-серицит-полевошпат-кварцевые песчаники, часто с угловатыми обломками полевых шпатов вулканогенного происхождения. В гальке содержатся трахириодацитовые калиевые порфиры типично "акитканского" облика, а также биотитсодержащие кварциты, совершенно аналогичные тем, на которых и залегают песчаники и конгломераты. Степень метаморфизма последних — хлорит-серицитовая субфация, а подстилающих их слюдяных сланцев, кварцитов и метадиабазов — верхние ступени ставролитовой фации. Таким образом, наличие не только стратиграфического, но и резкое метаморфическое несогласие, которое, как правило, совпадает с подошвой малокозинской свиты во всех других районах ее развития. В целом ситуация здесь, как видим, аналогична той, которая наблюдается на контакте акитканской серии и подстилающих толщ в районе мыса Цаган-морян.

В разрезе мыса Крестового, к сожалению, не обнажена маркирующая пачка хлоритоидных сланцев (в данном случае ее метаморфического эквивалента — ставролитовых сланцев), которая в Анайской и Цаган-морянской структурах залегают на пачке кварцитов. Однако уверенность в том, что идентификация кварцитов мыса Крестового с кварцитами анайской свиты правильна, дают результаты почти непрерывного прослеживания этой толщи далее на юго-запад, вдоль побережья Байкала и в Приморском хребте. Там во многих местах кварциты снова ассоциируют с хлоритоидными сланцами, а стратиграфические разрезы, в которых участвуют все эти породы, оказываются идентичными разрезу Анайских гольцов.

Складчатая структура мыса Крестового, в строении которой принимают участие кварциты, простирается субмеридионально и южнее мыса скрыта водами Байкала. После небольшого перерыва (8–10 км) кварциты вновь устанавливаются на побережье озера в районе мыса Кулган.

Отсюда полоса этих пород прослеживается на юго-запад, к долине р. Зундук. В верховьях реки и в средней части ее долины метаморфические породы образуют синклиниорную структуру, крылья которой с двух сторон примыкают к массивам гранитоидов, а ядро находится примерно посередине между этими массивами. Ядро складки образуют хлоритоидные, кианит- и гранат-хлоритоидные сланцы, а крылья — монокварциты и сланы, не содержащие хлоритоида. Падение пластов по всему разрезу однообразное, на юго-восток под крутыми углами (60–70°). Зеркальное повторение контрастных по составу пачек с двух сторон от выходов хлоритоидных сланцев убеждает в том, что долина р. Зундук вскрывает опрокинутую складку, а не моноклиналь. Разрез здесь снизу вверх следующий:

1. Биотит-эпидот-роговообманково-хлоритовые, гранат-мусковит-хлоритовые сланцы с послойными телами ортоамфиболитов. Породы интенсивно гранитизированы с образованием очковых биотит-мусковитых гнейсо-гранитов. В скиалитах среди гранитов присутствуют биотит-эпидот-хлоритовые сланцы. В верхней части пачки — горизонт мраморов мощностью 1–2 м. Общая мощность пачки определению не поддается.

2. Переслаивающиеся кварциты и гранат-хлорит-мусковитовые сланцы, тела метабазо-диабазов, превращенных в эпидот-хлорит-роговообманковые амфиболиты. В основании наблюдается переходная зона, выраженная переслаиванием кварцитов и биотит-эпидот-хлоритовых сланцев, характерных для нижней пачки. Мощность переходной зоны 60–80 м, а мощность всей пачки 170 м.

3. Кварциты с многочисленными субпластовыми телами метадиабазов. В юго-восточном крыле структуры среди кварцитов присутствуют также многочисленные покровы метаморфизованных эффузивов андезитового состава. Неоднократно встречаются субогласные тела метагаббро-диабазов и гнейсо-гранитов. Мощность пачки в северо-западном крыле 200 м. В юго-восточном крыле структуры выход этих пород гораздо шире, чем на противоположном; возможно, это связано с усложнением структуры вблизи Приморского разлома.

4. Хлоритоид-хлорит-гранат-мусковитовые и кианит-хлоритоидные сланцы с про-слоями кварцитов, присутствуют отдельные субогласные тела гнейсо-гранитов и массивных гранитов. Видимая мощность пачки около 8 м.

В толще долины р. Зундук узнаются уже многие компоненты разреза Анайских гольцов. Нижняя пачка по набору пород и по их положению в разрезе соответствует иликтинской свите, причем здесь вскрываются только самые верхние ее горизонты. Об этом свидетельствует и обнаружение горизонта мраморов, который повсеместно располагается на границе иликтинской и анайской свит. Залегающие выше кварциты и пачка хлоритоидных сланцев отвечают нижней и средней подсвита анайской свиты стратотипа. Как и там, в строении разреза долины р. Зундук участвуют метадиабазы и метавулканы, однако в данном случае не кислого, а среднего состава. Как и на Анайских гольцах, здесь многочисленные тела метагаббро-диабазов. Различие заключается лишь в степени метаморфизма пород, которая в бассейне р. Зундук достигает гранатовой зоны.

Очень важно отметить также и то, что здесь кварциты и хлоритоидные сланцы анайской свиты прорваны гранитами с изохронным возрастом  $1910 \pm 30$  млн. лет, тогда как в районе Анайских гольцов граниты отсутствуют. Эти гранитоиды по своим петрологическим и химическим особенностям идентичны гранитам, инъецирующим породы иликтинской свиты во многих местах. Таким образом, разрез р. Зундук не только позволил еще раз убедиться в согласных соотношениях иликтинской и анайской свит, но и дал возможность получить еще один важный аргумент, свидетельствующий об их едином возрасте: породы обеих свит прорваны одними и теми же гранитами.

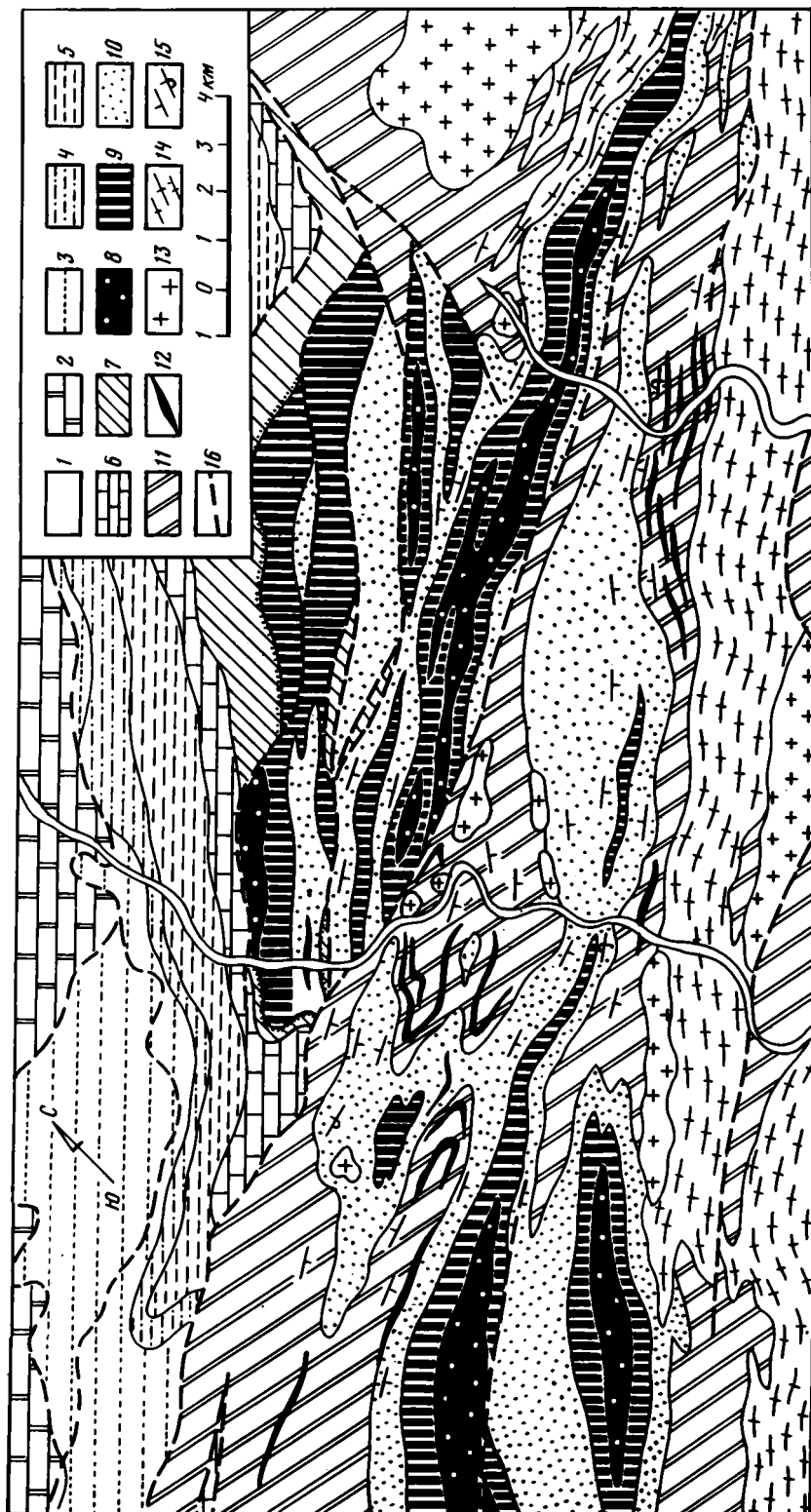
Хлоритоидные сланцы средней подсвиты анайской свиты следятся примерно на 10 км юго-западнее долины р. Зундук, затем выход их сужается, и последние пласты хлоритоидных сланцев очерчивают в плане контур острого замка синклинали. Далее полоса выходов пород анайской свиты прислеживается еще на 10–12 км только по кварцитам. Еще юго-западнее, в той части Приморского хребта, которая расположена на широте мыса Ото-Хушун на Байкале, в составе анайской свиты вновь появляются хлоритоидные сланцы, и по мере дальнейшего продвижения на юго-запад разрез становится все более полным, пока наконец в бассейне рек Курма и Сарма не обнаруживается вновь полный разрез анайской свиты и всей сарминской серии (рис. 16).

Разрезы бассейнов Сармы и Курмы идентичны, все пачки прослеживаются из одного района в другой без перерывов. Снизу вверх обнажаются:

1. Иликтинская свита. Мелкозернистые хлорит-мусковитовые, биотит-хлорит-мусковитовые метапесчаники и сланцы, биотит-хлорит-мусковитовые полимиктовые метагравелиты и метапесчаники, среди которых многочисленны как небольшие, так и мощные покровы роговообманково-эпидот-хлорит-карбонат-полевошпатовых эффузивных метадиабазов, а также биотит-мусковит-эпидот-полевошпат-кварцевых андезитовых, дацитовых и трахириодацитовых метапорфиров, туфопесчаников. В кровле свиты присутствует горизонт мраморов с вкрапленностью флюорита, установленный во многих пересечениях и прослеживаемый на многие километры. Видимая мощность свиты 600–700 м. Подошва свиты не вскрыта, и ее истинная мощность должна быть значительно больше.

2. Нижняя подсвита анайской свиты. Кварциты и кварцевые метаконгломераты, метаморфизованные лаво- и туфоконгломераты, отдельные покровы метадацитов, иногда метаандезитов и субогласные тела метадиабазов. Мощность 300 м.

3. Средняя подсвита анайской свиты. Хлоритоид-мусковитовые, хлоритоид-киани-



товые, хлоритонд-гранатовые сланцы, прослои кварцитов, покровы метадацитов и субсогласные тела метадиабазов. Мощность около 400 м.

4. Верхняя подсвита анайской свиты. Кварциты с отдельными субсогласными телами метадиабазов. Видимая мощность подсвиты примерно 400 м, а суммарная видимая мощность всей анайской свиты 1100 м.

Специфика районов рек Сарма и Курма заключается в значительном по сравнению с северными районами участии в строении разреза эффузивов. Покровы диабазов, андезитов и дацитов неравномерно распределены по разрезу и площади, но все же иногда они образуют очень мощные пачки и раздувы. В таких случаях (например, каньон р. Сармы) в разрезе чередуются покровы основных и кислых эффузивов при подчиненном значении метаандезитов. В других местах эффузивы присутствуют в виде отдельных тонких или достаточно мощных прослоев или прерывистых линзовидных горизонтов. Независимо от того, в какой из свит локализованы покровы (а они есть во всех свитах и подсвитах), состав их не изменяется.

Еще одна важная особенность: здесь, в пределах единого поля развития пород иликтинской и анайской свит, вполне определенно устанавливается зональный характер метаморфизма. Если на других участках ввиду небольших размеров каждого из них это улавливалось с трудом, то в бассейне Сармы и Курмы, где породы сарминской серии занимают площадь около 400 км<sup>2</sup>, метаморфическая зональность выражена отчетливо и может быть закартирована. Степень метаморфизма нарастает от биотитовой до гранатовой зоны с северо-запада на юго-восток по направлению к полосе гранитов приморского комплекса, которые сосредоточены вдоль зоны, примыкающей к Приморскому разлому.

Активные рвущие контакты гранитов наблюдаются с породами иликтинской свиты, а также с кварцитами нижней подсвиты анайской свиты в среднем течении Успана, на юго-восточном склоне Сарминского гольца, в верховьях р. Курмы. С породами средней и верхней подсвит анайской свиты граниты не контактируют.

В западной части рассматриваемого района картируется сплошное поле верхнепротерозойских отложений байкальской серии. В отличие от многих других районов Прибайкалья, где в основании байкальской серии устанавливается голоустенская свита доломитов, известняков, кварцевых песчаников, здесь, в бассейне рек Сарма и Курма, под голоустенской свитой, которая состоит из доломитов, известняков (часто с галькой кварца), появляется толща полимиктовых пород, уже выделявшаяся ранее иркутскими геологами как нуганская свита. Нуганская свита имеет переменную мощность. В устье р. Успан она составляет 100 м, в бассейне р. Нуган — не менее 300—400 м. В основании нуганской свиты присутствуют зеленовато-серые полимиктовые конгломераты с галькой подстилающих метаморфических пород, гравелиты. Остальная часть ее разреза — зеленые песчаники и алевролиты. В приустьевой части р. Успан и на правом берегу р. Сарма выше устья Успана конгломераты нуганской свиты залегают несогласно на кварцитах нижней подсвиты анайской свиты и содержат в гальке квар-

Рис. 16. Геологическая карта междуречья Сармы и Курмы (Западное Прибайкалье). Составили В.С. Федоровский и С.П. Кориковский по материалам собственных исследований с использованием геологических материалов и карт Д.И. Калининной, А.С. Минциса, Ю.П. Попова, В.Г. Рыбакова, А.М. Рябых, В.И. Устинова

1 — четвертичные отложения долин рек Сарма и Курма; 2—7 — верхний протерозой, байкальская серия: 2 — чакергатская свита, глинистые сланцы, песчаники, 3—5 — улунтуйская свита: верхняя подсвита, глинистые и кремнистые сланцы, известняки (3), средняя подсвита, известняки (4), нижняя подсвита, глинистые сланцы (5), 6 — голоустенская свита, песчаники, конгломераты, доломиты, 7 — нуганская свита, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты; 8—11 — нижний протерозой, сарминская серия: 8—10 — анайская свита: верхняя подсвита, кварциты, метаэффузивы (8), средняя подсвита, хлоритондные сланцы, метаэффузивы (9), нижняя подсвита, кварциты, сланцы, метаэффузивы основного и кислого состава (10), 11 — иликтинская свита, метаэффузивы основного и кислого состава, метапесчаники, сланцы; 12 — раннепротерозойские метадиабазы; 13—14 — раннепротерозойские гранитоиды: 13 — аляхтонные, 14 — автохтонные; 15 — залегание слоистости, нормальное и опрокинутое; 16 — разломы



циты. Картирование показало, что на других участках породы нуганской свиты контактируют и со средней подсвитой хлоритоидных сланцев (как, например, в верховьях р. Нуган и на р. Сарма в 2 км выше устья р. Успан), хотя непосредственный контакт там не вскрыт.

Резкие фациальные изменения, присущие нуганской свите, переменная мощность ее разреза вплоть до полного исчезновения свиты свидетельствуют о том, что ее породы накапливались в карманах, заполняя отдельные неровности рельефа. Вместе с тем ее принадлежность к байкальской серии, равно как и положение в разрезе ниже голоустенской свиты, выявлены вполне определенно. Голоустенская свита залегает на породах нуганской свиты согласно. По подошве голоустенской свиты повсеместно в регионе устанавливается резкое метаморфическое несогласие, совпадающее со стратиграфическим и структурным несогласиями. Таким образом, в бассейне рек Сарма и Курма получили развитие зонально метаморфизованные осадочные и вулканогенные стратифицированные образования, прорванные гранитами приморского комплекса и несогласно перекрытые неметаморфизованными отложениями верхнего протерозоя.

### ОБОСНОВАНИЕ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА САРМИНСКОЙ И АКИТКАНСКОЙ СЕРИЙ И КОРРЕЛЯЦИЯ ДОРИФЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

Результаты проведенных исследований показывают, что в Западном Прибайкалье в пределах единой полосы, протянувшейся на 300 км, развиты четыре докембрийских стратифицированных комплексов. Самый древний — архейский — выделяется условно на небольшой площади. Это субгранулиты мыса Калтыгей.<sup>1</sup> Более молодой разрез образуют зонально метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи сарминской серии, в составе которой мы предлагаем выделять две свиты — нижнюю иликтинскую и верхнюю анайскую. Все компоненты этого разреза залегают между собой согласно и связаны взаимопереходами (рис. 17, 18). Породы сарминской серии прорваны синметаморфическими аллохтонными гранитами, петрохимически чрезвычайно сходными с синметаморфическими гранитами Патомского нагорья, охарактеризованными выше. Экзоконтактовые изменения в боковых породах и ксенолитах выражены в биотитизации, мусковитизации и фельдшпатизации. Роговики совершенно отсутствуют, что указывает на глубинную, синметаморфическую природу гранитов. Из крупновесовых проб порфировидных микроклин-плагноклазовых гранитов долины р. Зундук и района гольца Трехголового в осевой части Приморского хребта нами были отобраны цирконы для изохронного уран-свинцового датирования. Выяснено, что кристаллизация цирконов произошла  $1910 \pm 30$  млн. лет назад из гранитоидного расплава, обогащенного ураном и летучими компонентами [Бибикова и др., 1981]. Отмечается повторное наложенное воздействие на уран-свинцовую изотопную систему цирконов, соответствующее возрасту  $445 \pm 10$  млн. лет (молоконизация цирконов, синхронная с милонитизацией гранитов), которое мы связываем с каледонским тектогенезом в соседних с юга областях Забайкалья.

Результаты изохронного уран-свинцового датирования совпадают, как видим, с выводами о раннепротерозойском возрасте и иликтинской, и анайской свит, к которым мы приходим на основе анализа геологических данных. Сарминская серия перекрыта со стратиграфическим, угловым и метаморфическим несогласием породами акитканской серии, имеющей возраст около 1700 млн. лет, и толщами байкальской серии позднепротерозойского возраста, отделенной от сарминской серии также стратиграфическим, угловым и метаморфическим несогласием.

Принимая границу между нижним и верхним протерозоем на рубеже  $1650 \pm 50$  млн.

<sup>1</sup> Архейский возраст этих пород условен, поскольку в последние годы авторами получен материал, позволяющий предполагать принадлежность субгранулитов Калтыгея к таким же породам высокотемпературных зон метаморфизма нижнепротерозойской ангийской серии Приольхонья. Намечается структурное единство указанных пород обоих районов.

лет, необходимо сделать вывод и о раннепротерозойском возрасте акитканской серии, которую иногда включают в состав верхнепротерозойских комплексов. Это неверно — изохронное датирование противоречит подобным предположениям. Акитканская серия по своему составу и тектоническому положению относится к позднеорогенным образованиям, что свидетельствует о завершении формирования зрелой континентальной коры в данном регионе и указывает на то, что появление акитканской серии неразрывно связано с предшествовавшими геологическими событиями континентального корообразования.

Одна из наиболее ярко выраженных особенностей структуры Байкальской горной области — дуговое и полосовидное расположение различных структурно-вещественных комплексов. Внешнюю сторону дуги образуют складчатые структуры верхнего протерозоя, непрерывно протянувшиеся здесь на 1500 км. Внутреннюю сторону дуги образует Главный зеленокаменный пояс нижнего протерозоя. Между этими двумя зонами и располагаются складчатые комплексы нижнего протерозоя Западного Прибайкалья, рассмотренные выше. Между тем точно такое же положение занимают и зонально метаморфизованные толщи Патомского нагорья. Аргументы в пользу раннепротерозойского возраста этих толщ приведены в главе второй. Теперь было бы интересно сравнить одновозрастные комплексы двух регионов. Для разработки межрегиональных схем стратиграфии, а также для целей тектонического районирования и разработки схемы формирования континентальной коры всей области это имеет важное значение.

Общая геологическая ситуация такова, что ни один из нижнепротерозойских или архейских стратифицированных комплексов Западного Прибайкалья не может быть непосредственно прослежен к северным и восточным регионам Байкальской горной области, т.е. к Патомскому нагорью и к Олекмо-Витимской горной стране. Так, последние, северо-восточные выходы акитканской серии не достигают Патомского нагорья и заканчиваются в бассейне р. Малая Чуя. Метаморфизованные в гранулитовой фации архейские кристаллические образования здесь, в Прибайкалье, как и в Патомском нагорье, встречаются лишь в виде фрагментарно развитых участков, и только в Олекмо-Витимской горной стране они занимают обширные пространства. Ареал развития пород сарминской серии Западного Прибайкалья ограничен только этим регионом, а ее связь с толщами соседних регионов может лишь предполагаться, ибо непосредственное прослеживание серии исключено.

Итак, чисто картографическим путем надежного материала для межрегиональных корреляций стратифицированных толщ раннего докембрия Прибайкалья и Патомского нагорья получить нельзя. И все же положение не так безнадежно, как это может показаться с первого взгляда.

Основанием для корреляции служат следующие соображения:

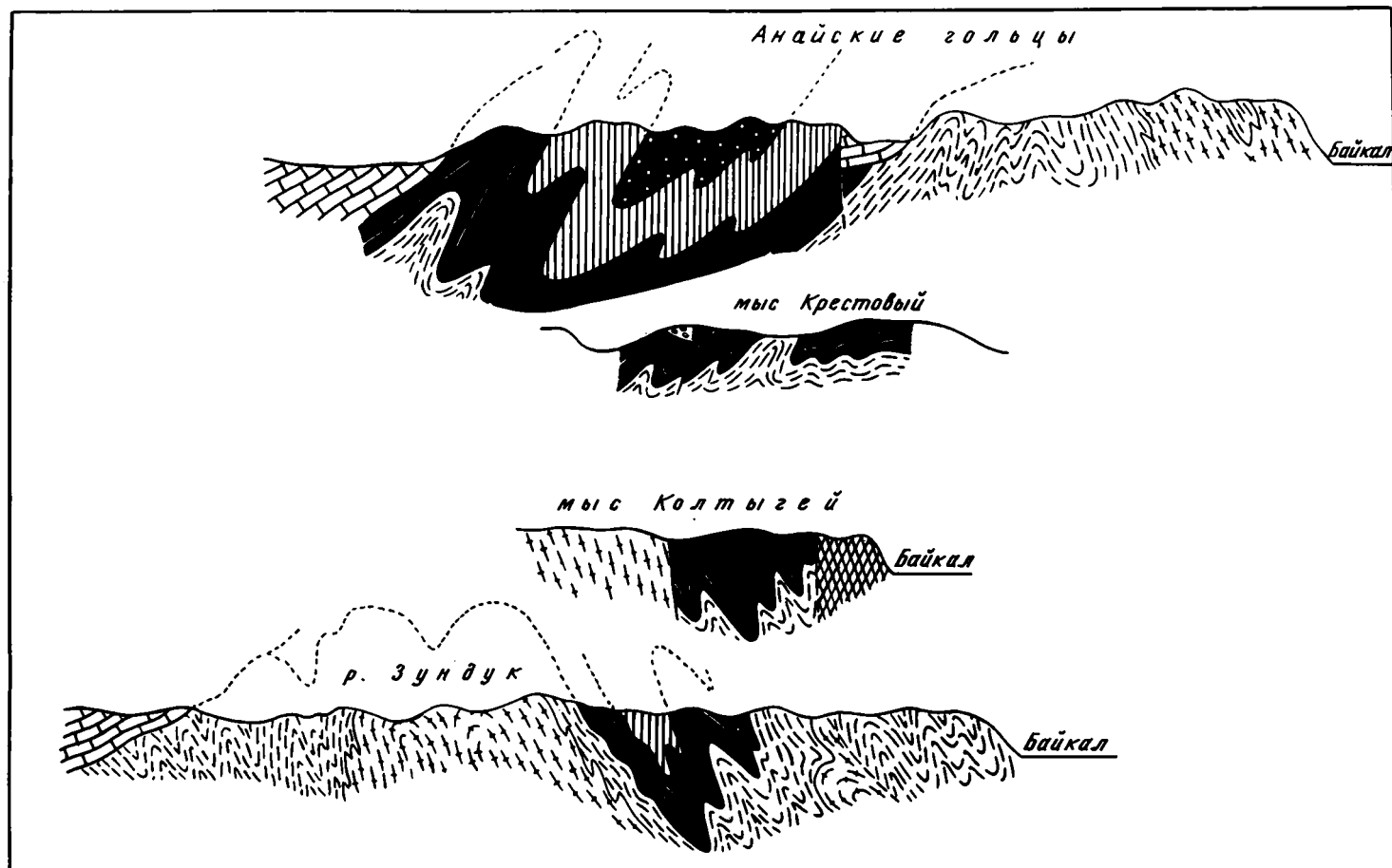
1. В каждом из регионов на местном материале доказывается существование толщ верхнего и нижнего протерозоя, а также архея. Уже одно это дает импульс для сравнительного анализа.

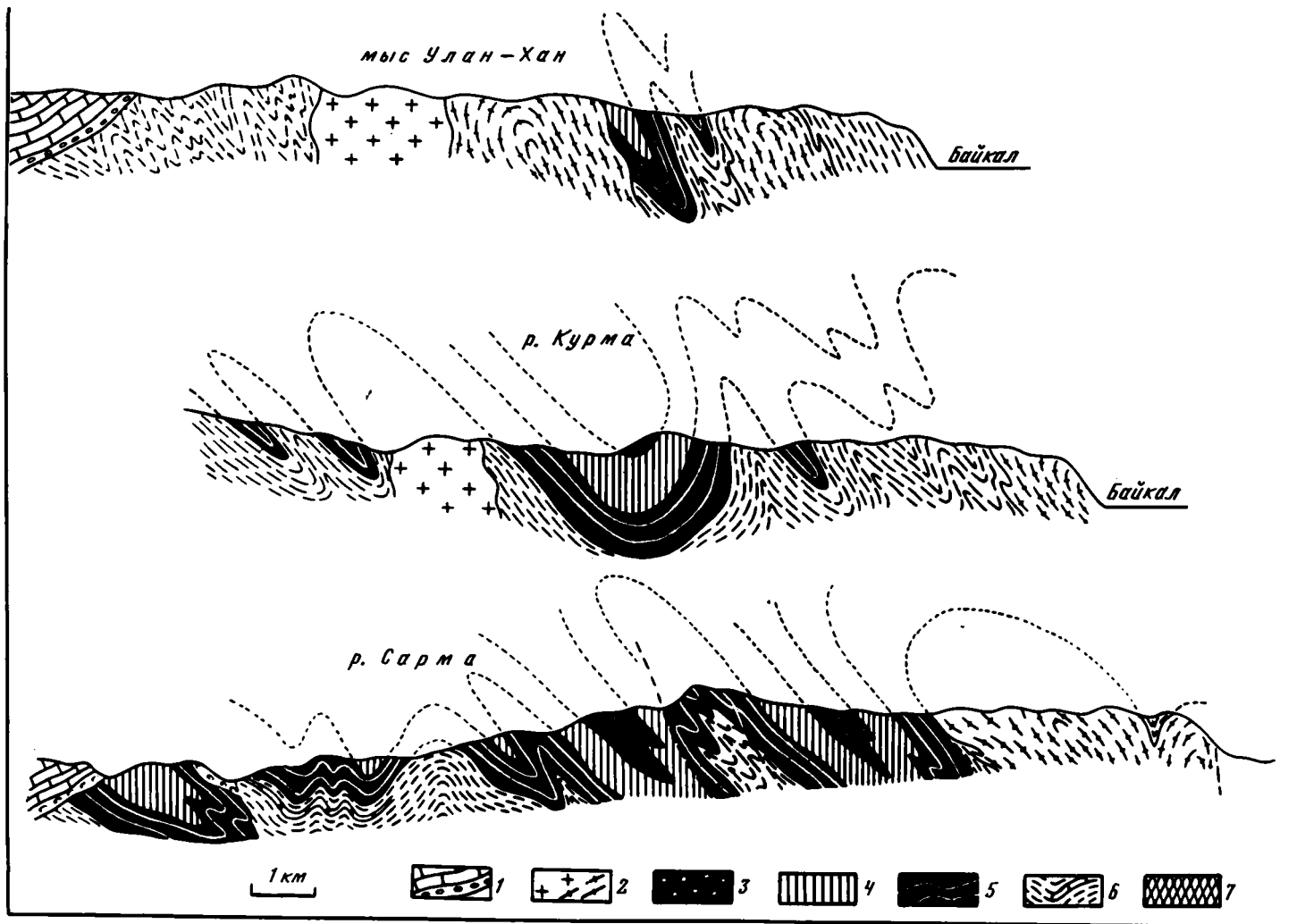
2. И в Западном Прибайкалье, и в Патомском нагорье метаморфические серии перекрыты чехлом верхнепротерозойских отложений, к основанию которого приурочено крупное геологическое и метаморфическое несогласие. Эта граница принимается как реперная.

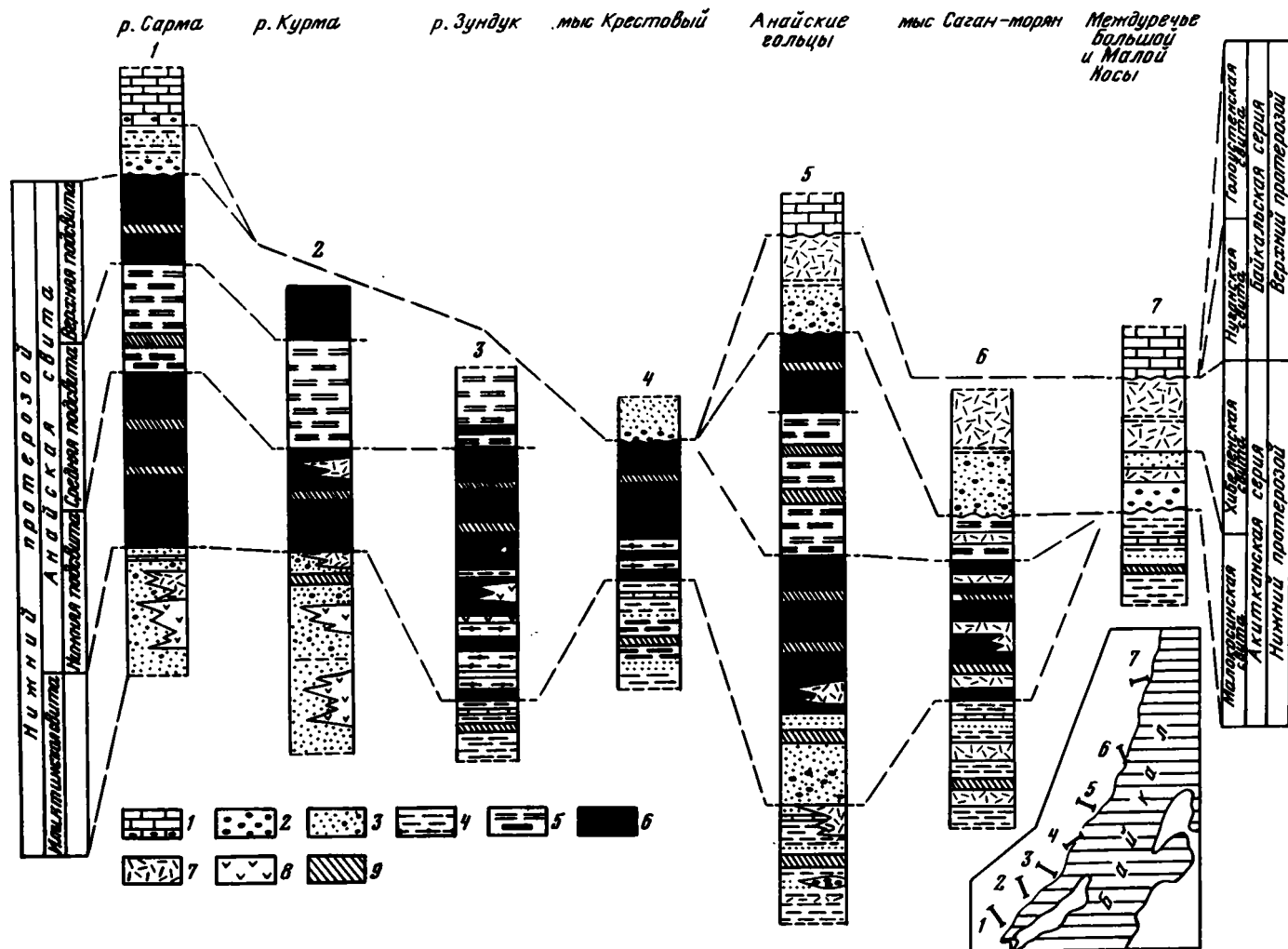
3. В каждом из регионов основание стратиграфической колонки составляют кристал-

Рис. 17. Строение и состав зонально метаморфизованных толщ нижнего протерозоя в Западном Прибайкалье от р. Сармы на юге до Анайских гольцов на севере. Образования, объединяемые в составе сарминской серии, многие авторы считают разновозрастными

1 — отложения платформенного чехла; 2 — синметаморфические гранитоиды автохтонные и аллохтонные; 3–6 — сарминская серия: 3–5 — подцветы анайской свиты: 3 — верхняя (кварциты, метазффузивы), 4 — средняя (хлоритовые сланцы, метазффузивы), 5 — нижняя (кварциты, метазффузивы), 6 — иликтинская свита (метапесчаники, сланцы, метазффузивы, горизонт мраморов); 7 — повторно метаморфизованные архейские гранулиты







лические породы гранулитовой фации метаморфизма, повторно переработанные в результате более поздних наложенных процессов. Изохронный U—Pb- и Rb—Sr-возраст гранулитового метаморфизма, а также синметаморфических чарнокитов и эндербитов 2,6—2,8 млрд. лет. Эта граница тоже может приниматься как реперная.

4. Между двумя указанными реперными границами располагается тот комплекс, который нас сейчас интересует. Существует одна яркая особенность, присущая этому комплексу, которая проявлена независимо от того, прослеживаются или нет те или иные статифицированные серии из одного региона в другой. Это зональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сопровождавшая его гранитизация. Везде, где присутствуют стратиграфические компоненты комплекса, они затронуты метаморфизмом этого типа. Там же, где их нет, мы встречаем либо кристаллический фундамент, переработанный в результате наложения кианит-силлиманитового метаморфизма, либо гранитоиды, формирование которых связано с этой эпохой метаморфизма. Таким образом, мы получаем в руки инструмент, имеющий универсальное значение: единый почти изобарический ореол зонального метаморфизма позволяет, несмотря на фрагментарный характер распространения в современном срезе статифицированных образований, шаг за шагом, на сотни километров проследить раннепротерозойские образования или улавливать следы их бывшего существования на этой территории. Согласно недавним исследованиям, доакитканский возраст метаморфизма кианит-силлиманитового типа устанавливается вдоль всей восточной границы Аkitканского пояса.

Попытки сравнения отдельных толщ Прибайкалья, Патомского нагорья и Олекмо-Витимской горной страны предпринимались неоднократно. Так, анайская свита считается аналогом пурпольской свиты Патомского нагорья [Салоп, 1964; Салоп и др., 1974; Мац, Бухаров, 1967; Головенко, 1977; и др.]. Такой вывод представляется совершенно справедливым, хотя, объективно говоря, его обоснование не так просто, как может вначале показаться. Геологов, занимавшихся изучением и анайской, и пурпольской свит всегда поражало не только удивительное литологическое сходство специфических пород анайской и пурпольской свит, но и одинаковая последовательность этих пород в разрезах обеих свит. Действительно, разрезы анайской и пурпольской свит по существу идентичны: в основании и в кровле каждой из них располагаются кварциты и кварцевые метаконгломераты, между которыми находится пачка высокоглиноземистых хлоритовидных сланцев. И это в толщах, пространственно разобщенных на 400—600 км!

Идентичен и внешний облик, и минералогический состав пород обеих свит. Сланцы сходны по петрохимическим параметрам: они характеризуются очень высоким содержанием глинозема (до 30%), незначительным — щелочей и щелочных земель (3—5%), среди которых преобладает калий; породы обладают одинаковыми значениями отношения суммы щелочей и щелочных земель к глинозему (0,10—0,19), одинаково высоким кремневым модулем (0,418—0,708), низкими значениями отношений  $K_2O/Al_2O_3$  и высокими —  $K_2O/MgO$  [Головенко, 1977, с. 210].

Казалось бы, этих данных достаточно для того, чтобы признать состоятельной корреляцию рассматриваемых свит, породы которых возникли, как справедливо считают многие авторы, за счет разрушения и переотложения древней коры выветривания. Однако в разрезе докембрия внутренней зоны Патомского нагорья сходные породы, сформированные вследствие этого процесса, встречаются не только на стратиграфическом уровне пурпольской свиты, но по крайней мере еще дважды — в божухтинской и аунакитской свитах. Правда, в божухтинской свите отсутству-

Рис. 18. Схема корреляции разрезов сарминской серии Западного Прибайкалья (хребты Приморский и Байкальский)

1 — мраморы, иногда с кварцевой галькой; 2 — конгломераты полимиктовые; 3 — песчаники и гравелиты; 4 — сланцы биотит-хлорит-мусковит-кварцевые и гранат-хлорит-мусковит (± биотит)-кварцевые; 5 — сланцы хлоритовидные, графитосодержащие; 6 — кварциты; 7 — дацитовые и кварцевые метапорфиры; 8 — метабазальты; 9 — метадиабазы

ют кварциты, а в аунakitской есть кварциты, но нет высокоглиноземистых сланцев. Таким образом, хотя свойства, присущие пурпольской свите, выражены в указанных свитах не так отчетливо, это все же может оставить сомнение в надежности корреляции анайской и пурпольской свит.

Решающее значение для подтверждения одинакового стратиграфического положения анайской и пурпольской свит имеют, как нам кажется, геологические аргументы. В предыдущем разделе было показано, что пурпольская свита Патомского нагорья согласно подстилается породами ходоканской свиты, которая включает не только метапсаммиты, но и метазффузивы и их туфы. Точно такой же набор пород характеризует и иликтинскую свиту, подстилающую в разрезах Западного Прибайкалья анайскую свиту высокоглиноземистых сланцев и кварцитов. По ряду признаков накопление вулканогенно-осадочных толщ иликтинской и ходоканской свит происходило в режиме рифтогенеза [Грачев, Федоровский, 1980]. Не вдаваясь здесь в подробное изложение этого вопроса, на чем мы остановимся ниже, можно заключить, что накоплению кварцево-высокоглиноземистых пород и анайской, и пурпольской свит, происходившему в спокойной тектонической обстановке, предшествовали процессы рифтогенного раскрытия кристаллического фундамента, которые сопровождались формированием вулканогенно-обломочных толщ. Ни одна из свит Патомского нагорья, состав которой сходен с составом пород пурпольской свиты, не имеет таких предшественников в разрезе, как пурпольская свита. Следовательно, если учитывать всю сумму признаков, сравнение анайской свиты Западного Прибайкалья с пурпольской свитой Патомского нагорья оказывается единственно возможным.

О корреляции иликтинской и ходоканской свит двух регионов упоминалось выше. Их формационное, структурное и генетическое сходство очень велико, а положение в разрезе между кристаллическими полиметаморфическими образованиями фундамента и слоями высокоглиноземистых пород анайской и пурпольской свит жестко определяет верхнюю и нижнюю границы, а также одинаковый стратиграфический объем иликтинской и ходоканской свит.

В Западном Прибайкалье наблюдаемый разрез дорифейского протерозоя заканчивается кварцитами верхней подсвиты анайской свиты. Между тем в Патомском нагорье над аналогом анайской свиты — пурпольской свитой — располагается очень мощная толща осадочных пород этого же возраста. При этом термические и барические параметры метаморфизма пород пурпольской и анайской свит оказываются, как выяснил С.П. Кориковский [Кориковский и др., 1979; Бибикова и др., 1981], совершенно идентичными. Обе свиты охвачены однотипным зональным кианит-силлиманитовым метаморфическим ореолом. Метаморфизм имел изобарический характер, а литостатическое давление оценивается в 4,5–5,5 кбар. Можно утверждать, что в Западном Прибайкалье значительная часть когда-то развитого здесь дорифейского протерозоя еще до излияния лав акитканской серии была эродирована.

Что касается акитканской серии, то для ее сравнения с какими-либо образованиями Патомского нагорья нет никаких данных — там подобные толщи не известны. Ближайшие выходы пород акитканской серии расположены в 150 км от западной границы Патомского нагорья; с осадочно-метаморфическими толщами тонодско-бодайбинской серии или ее аналогами в Северо-Байкальском нагорье они не соприкасаются и разобщены на 40–80 км. Но и в этом случае характер соотношений ясен, так как по подошве акитканских вулканитов и моласс, как и в других местах, устанавливается метаморфическое несогласие: в широком плане породы тонодско-бодайбинской серии охвачены зональным метаморфическим ореолом кианит-силлиманитового типа, а породы акитканской серии им не затронуты. Непосредственно в зоне северо-восточного окончания вулcano-плутонического пояса породы акитканской серии и комагматичные им гранитоиды контактируют с автохтонными и аллохтонными гранитоидами, формирование которых генетически связано со становлением кианит-силлиманитового метаморфического ореола, а базальные акитканские конгломераты насыщены галькой этих гранитов. Таким образом, здесь устанавлива-

ются те же соотношения, что и в других местах, где акитканская серия непосредственно налагается на зонально метаморфизованные толщи. Следовательно, те выводы, которые позволяет сделать информация о времени формирования позднеорогенных моласс и вулканоплутонических образований, полученная в Западном Прибайкалье, могут целиком использоваться для расшифровки последовательности геологических событий и на территории Патомского нагорья.

Теперь необходимо остановиться на вопросе о возрасте гранитоидов. Многочисленные схемы их расчленения и возрастной индексировки, существующие в настоящее время, не всегда вносят ясность, а нередко дают и обратный эффект. Прежде всего нужно сказать, что все гранитоиды Патомского нагорья и Западного Прибайкалья принадлежат двум группам. Одна из них — синметаморфические, другая — постметаморфические гранитоиды. Решающее значение для определения возраста тех и других имеют, как теперь выясняется, доказательства единства ореола зонального метаморфизма, охватившего толщи рассматриваемых регионов. Петрологические данные и парагенетический анализ свидетельствуют об этом вполне определенно [Кориковский, 1979; Кориковский, Федоровский, 1980]. Многочисленные данные о дорифейском возрасте метаморфизма и присутствии метаморфических пород в гальке базальных конгломератов рифея представляют собой геологические аргументы, достаточные для того, чтобы внести ясность в этот вопрос. Между тем такие взгляды оспариваются многими геологами. В связи с этим нужно отметить, что определенное затруднение представляет отсутствие достаточного количества изотопных датировок гранитов, выполненных на современном методическом уровне. Положение усугубляется в связи с некритическим использованием "омоложенных" К—Аг-значений возраста этих пород, по-видимому, только по недоразумению принимаемых за истинные даты.

Непосредственно в Западном Прибайкалье на сегодня получены три изохронные даты, которые только и могут рассматриваться как серьезный аргумент при решении вопроса о возрасте гранитоидов. Одна из них уже упоминалась: это изохронное определение по цирконам из синметаморфических гранитов бассейна р. Зундук и района гольца Трехголового — там, где они прорывают породы анайской свиты [Бибикова и др., 1981]. Возраст кристаллизации этих гранитов 1910 млн. лет. Вторая дата получена изохронным Rb—Sr-методом по гранитам татарниковского комплекса [Срывцев и др., 1980]. В прежних схемах [Срывцев, 1970; Лобанов, 1964; и др.] этим постметаморфическим гранитам, локализованным в пределах известной Даванской зоны смятия, придавался позднепротерозойский или даже палеозойский возраст. По нашим данным [Кориковский и др., 1979], татарниковские граниты пересекают кианит-силлиманитовый метаморфический ореол, но присутствуют в гальке рифея, т.е. имеют раннепротерозойский возраст. Результаты последнего изохронного датирования вносят ясность в этот спорный вопрос.

Татарниковские граниты были исследованы в двух лабораториях изохронными Rb—Sr- и К—Аг-методами [Срывцев и др., 1980]. Изохронный Rb—Sr-метод (валовые пробы и калишпат — 12 проб) показал возраст  $2030 \pm 60$  млн. лет; К—Аг-метод (по четырем пробам амфиболов) — от  $1940 \pm 60$  до  $2200 \pm 70$  млн. лет. Таким образом, имеется налицо совпадение дат, полученных разными методами. По биотитам К—Аг-возраст оказался сильно варьирующим — от  $930 \pm 20$  до  $1760 \pm 40$  млн. лет. Н.А. Срывцев и др. [1980] предполагают, что занижение возраста биотитов может быть связано с позднейшим открытием системы относительно аргона, причем эти низкотемпературные изменения не коснулись амфиболов и Rb—Sr-системы.

Сходимость значений изохронного Rb—Sr-возраста гранитов, полученных в разных лабораториях, и К—Аг-возраста амфиболов, а также другие геохимические данные позволили высказать мнение о раннепротерозойском возрасте гранитов татарниковского комплекса и поднять вопрос о возрасте тех пород, которые прежде относились здесь к малокосинской свите акитканской серии и прорывались татарниковскими гранитами. Н.А. Срывцев и соавторы [1980, с. 109] пишут: "Поскольку факт



прорывания гранитами вулканогенно-терригенных образований доказывается четко ... то либо малокосинская свита не является среднепротерозойской, либо развитие здесь вулканогенно-терригенные породы нельзя относить к малокосинской свите; они являются более древними, скорее всего, нижнепротерозойскими". К этому совершенно правильному выводу нужно добавить только одно: здесь нет альтернативы — татарниковские граниты прорывают не породы малокосинской свиты, которые в пределах этого участка выделялись ошибочно, а метаморфизованные породы охарактеризованной выше сарминской серии, а точнее, ее иликтинской свиты. И эти породы, и граниты действительно имеют раннепротерозойский возраст.

Этот вывод подкрепляется данными о петрологическом и геохимическом сходстве татарниковских гранитоидов с раннепротерозойскими гранитами-рапакиви кодарского комплекса, развитыми на противоположном фланге Байкало-Патомской дуги, в Олекмо-Витимской горной стране.

Итак, мы видим, что постепенно, шаг за шагом, выясняются возможности иной, чем это постулируется традиционными схемами, расшифровки последовательности геологических событий, приведших к формированию континентальной коры в Байкальской горной области. Результаты проведенных исследований позволяют утверждать, что в пределах Западного Прибайкалья, Патомского нагорья и Олекмо-Витимской горной страны процессы складчатости и метаморфизма завершились перед внедрением первых интрузивных калиевых гранитов и излиянием лав акитканской серии, а также внедрением комагматических и плутонических пород и накоплением поздних моласс. Возраст всех этих послеметаморфических проявлений, по данным изохронных определений, колеблется от 2000 до 1700—1620 млн. лет. Это, если теперь обратиться вновь к Западному Прибайкалью, не дает никаких оснований для выделения байкалитид и на этой территории.

#### ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

### СРЕДНЕВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА (хребты Делюн-Уран и Северо-Муйский)

Внутреннюю сторону Байкало-Патомской складчатой дуги образует пестрый спектр вулканических, плутонических и осадочных комплексов дорифейского возраста, входящих в состав Байкало-Витимского зеленокаменного пояса. В пределах этого пояса исследования проведены в трех регионах: в Средневитимской горной стране, в северо-западном Прибайкалье и в Приольхонье. В полевых экспедициях на территории Средневитимской горной страны вместе с автором участвовали Л.Ф. Добржинская, С.П. Кориковский, Н.Н. Лаврович, Г.В. Риле и А.А. Савельев.

Современная схема геологического строения этой территории, как и схемы всех других регионов Байкальской горной области, возникла под влиянием исследований и идей Л.И. Салопы [1964, 1967]. По данным этого автора, здесь получили развитие разновозрастные докембрийские комплексы, составляющие эвгеосинклинальный пояс складчатой системы байкалитид. Среди стратифицированных образований выделяются архейские толщи Северо-Муйской глыбы, нижнепротерозойские метаморфизованные вулканы, обломочные и карбонатные породы муйской серии, среднепротерозойские вулканы и обломочные отложения падринской серии, верхнепротерозойские метаморфизованные осадочные породы и вулканы делюн-уранской серии, а также неметаморфизованные толщи кембрия, блокированные в грабенах. Соответственно выделялись плутонические образования всех указанных возрастов.

Результаты проведенных нами исследований в одних случаях согласуются, а в других противоречат этой геологической схеме. По ряду вопросов, имеющих решающее

значение для проблем межрегиональной корреляции, нами получены данные, не укладывающиеся в рамки традиционных представлений, а новая геологическая карта, составленная по результатам исследований (рис. 19, см. вкл.), открывает возможности иной, чем это принято, интерпретации соотношений и возраста развитых здесь комплексов.

### НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

На территории Средневитимской горной страны можно выделить три структурно-фациальные зоны: Делюн-Уранскую, Каралонскую и Северо-Муйскую (см. врезку на рис. 19). Каралонская зона, расположенная между двумя другими, постепенно сужается в западном направлении и выклинивается. Но в целом все зоны субпараллельны и, как и многие компоненты структуры Байкальской горной области, имеют дуговые очертания.

#### Делюн-Уранская зона

Представления разных геологов о строении, составе, возрасте метаморфических комплексов Делюн-Уранской зоны резко противоречивы. На юго-восточном фланге зоны, в бассейне р. Таллаи, Л.И. Салоп [1964] показал распространение нижнепротерозойской муйской серии, отделенной тектоническим разрывом от остальной территории этой зоны, где, по его мнению, получили развитие толщи делюн-уранской серии верхнего протерозоя. Г.А. Кондратьев и Г.К. Еникеев расчленили нижнепротерозойскую толщу бассейна р. Таллаи на ряд свит и прокартировали их на северо-запад, к долине р. Витим, туда, где прежде выделялись толщи позднепротерозойского возраста. Такие же результаты получил и Б.И. Дорожков, который детально расчленил разрез метаморфической толщи в районе среднего течения р. Витим и на месте выделявшейся здесь прежде верхнепротерозойской делюн-уранской серии показал на геологической карте нижнепротерозойские образования. Вместе с тем Б.И. Дорожков пересмотрел возраст муйской серии, которую он считает не ранней, а позднепротерозойской. Позднее Ю.К. Варзалов и Г.К. Еникеев, проследив отдельные горизонты разреза через всю территорию зоны, предложили новый вариант увязки стратифицированных толщ и пришли к выводу о раннепротерозойском возрасте всех компонентов этого разреза. Еще позднее детальную съемку на юго-восточном фланге зоны проводит И.А. Томбасов; он отказывается от схемы предшественников и приходит к заключению, что здесь, в бассейне р. Таллаи, основное развитие получили не стратифицированные толщи, а blastomylonites по неясному субстрату. Этот автор выделяет нижнепротерозойскую тузалинскую серию, соответствующую по стратиграфическому объему лишь небольшой части комплекса, выделенного прежде.

Полученные нами данные показывают, что в пределах всей Делюн-Уранской зоны развиты толщи единого комплекса, который в разных ее частях должен иметь один и тот же возраст. Об этом объективно свидетельствует прослеживание маркирующих горизонтов от одного ее фланга к другому. Установлены заметные фациальные изменения толщ, что позволило выделить в составе зоны три подзоны: центральную — Урахскую, юго-восточную — Таллаинскую и западную — Джалагунскую.

Опорный разрез Урахской подзоны, составленный по долине р. Витим и прилегающим частям хр. Делюн-Уран, в общих чертах совпадает с разрезом, предложенным Б.И. Дорожковым, и поэтому целесообразно максимально использовать названия свит, предложенные этим автором. Наименование "делюн-уранская серия", предложенное впервые Л.И. Салопом, использовано для обозначения нижней части комплекса. Его верхнюю часть предлагается назвать таллаинской серией (по р. Таллаи, где вскрыт наиболее полный ее разрез).

Отрезок долины р. Витим от устья р. Данной и почти до устья р. Нижний Орлов характеризует строение разреза метаморфической толщи Урахской подзоны (рис. 20). Снизу вверх здесь вскрыты [Добржинская и др., 1983]:

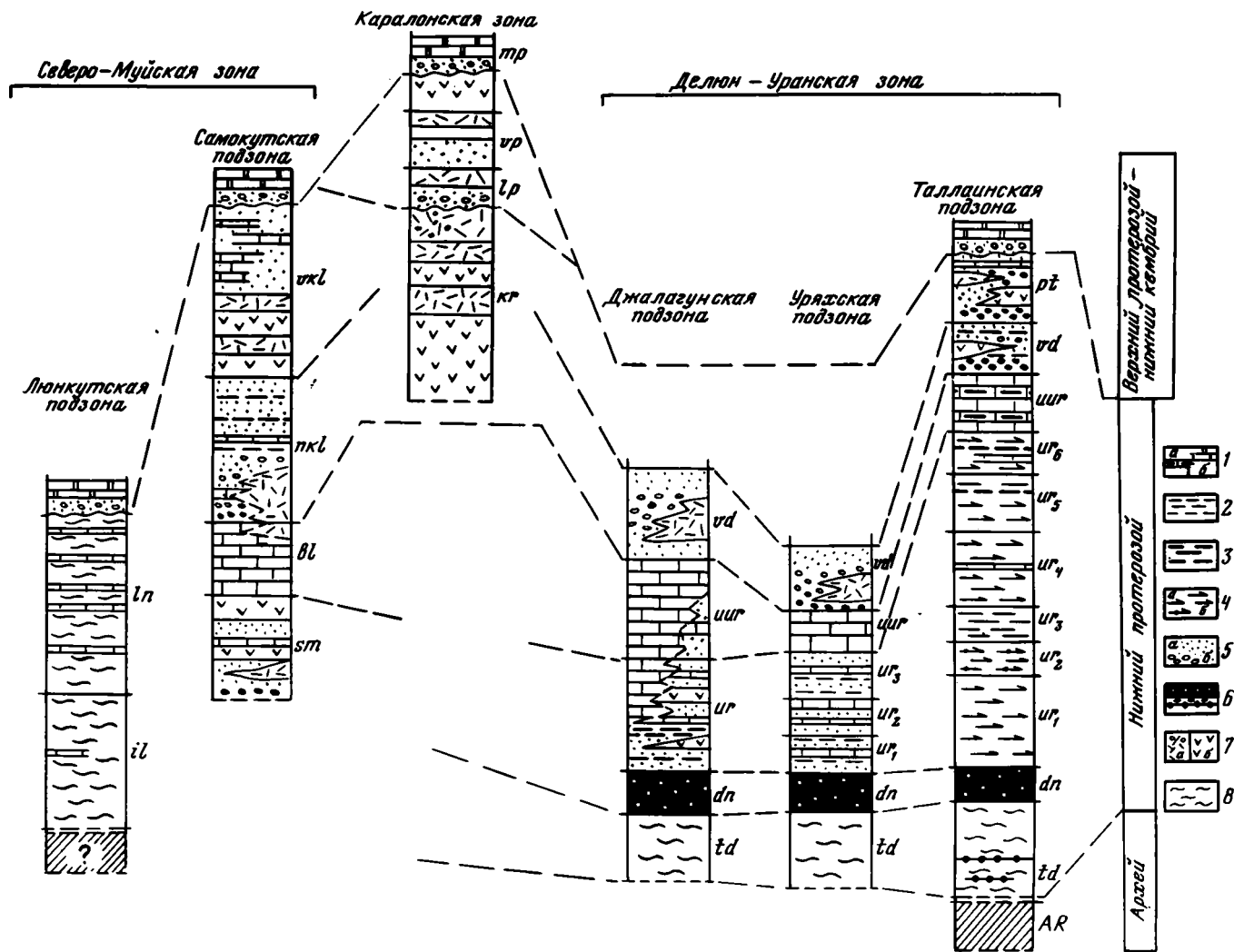


Рис. 20. Схема корреляции разрезов нижнепротерозойских стратифицированных толщ муйского комплекса и падринской серии Средневитимской горной страны [Добрынецкая и др., 1963]

1 — мраморизованные доломиты (а), известняки (б); 2 — сланцы и метаалевролиты; 3 — графитовидные сланцы; 4 — зеленые сланцы по основным лавам и туфам (а), гранат-актинолитовые сланцы (б); 5 — метапесчаники (а), полимиктовые метаконгломераты (б); 6 — кварциты и глиноземистые сланцы, кварцевые метаконгломераты, железистые кварциты; 7 — метавулканики кислого (а) и основного (б) состава; 8 — гнейсы и мигматиты

### *Делюн-уранская серия*

1. Тунгус-дабанская свита — биотитовые гнейсы, кварц-слюдяные сланцы, амфиболиты, мигматиты. Подошва свиты неизвестна, так как нижняя часть ее разреза интенсивно гранитизирована. Видимая мощность 500–800 м.

2. Даннинская свита — кварциты, кварцевые метаконгломераты, кварц-двуслюдяные, гранат-кварц-двуслюдяные, хлоритовид-слюдяные, гранат-кианитовые, кианит-ставролит-гранат-двуслюдяные сланцы, прослой биотит-амфиболовых сланцев (по вулканитам). Мощность 300–500 м.

3. Уряхская свита. Нижняя подсвита — флишеидное переслаивание метапесчаников и метаалевролитов. Отдельные горизонты мраморизованных известняков. Мощность 300–400 м. Средняя подсвита — флишеидное переслаивание метапесчаников, метаалевролитов и мраморизованных известняков. Мощность 600 м. Верхняя подсвита — флишеидное переслаивание метапесчаников и метаалевролитов, часто графитистых, прослой мраморизованных известняков. Мощность 400–500 м. Общая мощность уряхской свиты 1300–1500 м.

4. Усть-уряхская свита — мраморизованные известняки с прослоями графитистых филлитов. Мощность 300–400 м.

Суммарная мощность делюн-уранской серии 2500–3000 м.

5. Таллаинская серия нерасчлененная — метапесчаники, карбонатно-слюдистые и графитистые сланцы, кварциты, прослой мраморизованных известняков; линзы метавулкаников кислого и реже основного состава, полимиктовые конгломераты. Мощность не поддается определению, так как контакт серии с вулканитами, расположенными далее вверх по Витиму, тектонический.

Толща, вскрытая по р. Витим, прослеживается на десятки километров в обе стороны от долины этой реки. Так, по данным детальной съемки, выполненной Б.И. Дорожковым, она без заметных изменений картируется в юго-восточном направлении вплоть до верховий правых притоков Витима (реки Урях, Усть-Урях) и к их водоразделу с верховьями р. Таллаи. Отсюда эта толща прослеживается на юг, через меридиональный отрезок долины р. Таллаи в бассейн р. Куда Малая.

Здесь выделяется Т а л л а и н с к а я п о д з о н а. По результатам среднемасштабной съемки, проведенной Г.А. Кондратьевым и Г.К. Еникеевым, а также тематических исследований автора и Н.Н. Лаврович [Федоровский, 1972] разрез подзоны выглядит следующим образом (снизу вверх):

### *Делюн-уранская серия*

1. Тунгус-дабанская свита<sup>1</sup> — роговообманковые, биотит-роговообманковые, гранат-роговообманковые сланцы и гнейсы, пласты и линзы железистых кварцитов, гранатовых и магнетит-гранатовых кварцитов, куммингтонитовых сланцев. Породы свиты интенсивно мигматизированы, подошва ее неизвестна. Видимая мощность более 1000 м.

<sup>1</sup> Прежние местные названия свит, примененные в этом районе Г.А. Кондратьевым, Г.К. Еникеевым и автором, не используются. Это нецелесообразно, так как идентификация разрезов рек Витим и Таллаи стала очевидной.

2. Даннинская свита — гранат-слюдяные кварциты, кварциты мономинеральные, кварцито-гнейсы (в зонах гранитизации). Мощность более 300 м.

3. Уряхская свита. В ее составе выделяется шесть пачек: 1) тонкочередующиеся биотитовые, эпидот-биотитовые, эпидот-актинолитовые и актинолитовые сланцы, мощность 850–900 м; 2) тонкочередующиеся актинолитовые и гранат-актинолитовые сланцы, мощность 300 м; 3) биотитовые и двуслюдяные кварцитовидные сланцы, мощность 300 м; 4) зеленые крупнозернистые кварц-актинолитовые, кварц-плаггиоклаз-актинолитовые сланцы (метавулканиты), прослой мраморизованных известняков, мощность 700–800 м; 5) зеленые тонкозернистые, тонкоплитчатые кварц-актинолитовые и кварц-биотит-актинолитовые сланцы, прослой углистых сланцев, мощность 600 м; 6) кварц-актинолитовые, кварц-плаггиоклаз-актинолитовые сланцы, черные углеродистые пиритовые сланцы, слюдисто-ставролитовые, гранат-плаггиоклаз-актинолитовые сланцы, мраморизованные известняки, мощность 400 м. Суммарная мощность всей уряхской свиты 3000–3300 м.

4. Усть-урыхская свита — белые и черные углеродистые мраморизованные известняки, черные филлитовидные пиритовые углеродисто-слюдяные сланцы, мощность 500–600 м.

#### *Таллаинская серия*

5. Водораздельная свита — чередование кварцитов, черных графитистых сланцев, метапесчаников, метаалевролитов, редкие покровы metabазальтов, прослой метатраппов и мраморизованных известняков. Мощность около 500 м.

6. Правоталлаинская свита — кварциты, кианит-гранат-двуслюдяные сланцы, углеродистые сланцы, метапесчаники и метаалевролиты, метаморфизованные базальты и дациты, прослой мраморов. Видимая мощность около 700 м.

Мощность таллаинской серии в этом разрезе 1200 м, а мощность обеих серий 7000–7500 м.

Отличие таллаинского разреза от витимского бросается в глаза. В бассейне р. Таллаи широко развиты вулканиты, совершенно отсутствующие в разрезе долины р. Витим. Вместе с тем оба эти разреза характеризуют одну и ту же толщу. Об этом свидетельствуют такие данные: а) кварциты и глиноземистые сланцы даннинской свиты прослеживаются лишь с небольшими перерывами от одного района к другому и объединяют оба разреза; б) на всем этом протяжении непрерывно картируется толща гнейсов (тунгус-дабская свита), расположенная стратиграфически ниже даннинской свиты; в) маркирующее значение имеет и существенно карбонатная усть-урыхская свита, отличающаяся устойчивым составом в обеих подзонах. Таким образом, резкие фациальные изменения присущи только уряхской свите. По мере продвижения от долины р. Витим к верховьям р. Таллаи она насыщается вулканическим материалом, менее выразительным становится флишеидный характер переслаивания, исчезают многочисленные горизонты мраморов.

Если продвигаться теперь в другую сторону от долины р. Витим, на запад и северо-запад, то можно видеть, что все свиты витимского разреза непрерывно прослеживаются к центральной части хр. Делю-Уран, где они по простиранию соединяются с толщей, развитой в бассейне р. Чаангра и ее притоков (Куикта, Джалагун, Средний, Загольдин) и в верховьях притоков р. Янгуды (Большой и Малый Гукит). Именно здесь Л.И. Салоп [1964] первоначально составил опорный разрез верхнепротерозойской делю-уранской подсерии. Результаты, которые получены нами в этом районе, противоречат выводам Л.И. Салопа о стратиграфии подсерии (в нашей схеме — серии), ее возрасте и объеме свит. Необходимо остановиться на этом вопросе подробнее. Но сначала охарактеризуем состав и строение зональной метаморфизованной толщи этого района (Джалагунская подзона) по нашим данным. Разрез здесь такой (снизу вверх):

### *Делюн-уранская серия*

1. Тунгус-дабанская свита — кварц-слюдяные сланцы, гнейсы, мигматиты. Видимая мощность в ядре брахиформной антиклинали на правом берегу р. Чаянгра не менее 200—400 м. Нижняя часть разреза не вскрыта.

2. Даннинская свита — кварциты, кварцито-песчаники, кварц-слюдяные, хлоритоидные, кианит-(магнетит)-хлоритоидные (часто графитистые), гранат-кианит-ставролитовые, гранат-слюдяные сланцы, прослои магнетит-кварц-амфиболовых сланцев, редкие прослои мраморов. Мощность 400—500 м.

3. Уряхская свита — филлиты, филлитовидные сланцы, черные графитистые пиритовые сланцы и метапесчаники, известковистые сланцы и метапесчаники, горизонты мраморизованных известняков, ассоциирующихся с пачками полимиктовых метатуфопесчаников и покровами metabазальтов. Мощность свиты в этом сечении 200—300 м.

4. Усть-уряхская свита — мраморы серые, черные (графитосодержащие), филлиты, редкие маломощные покровы metabазальтов. Свита образует ядро крупной синформы; ее видимая мощность около 1000 м.

Суммарная видимая мощность серии в этом разрезе 1800—2200 м.

Две нижние свиты этого разреза — тунгус-дабанская и даннинская — непрерывно прослеживаются сюда из Уряхской подзоны. Они не испытывают сколько-нибудь заметных фациальных изменений. Идентификация этих свит со свитами витимского разреза настолько очевидна, что применение каких-то иных названий свит для этого разреза совершенно излишне.

В южной части Джалагунской подзоны (верховья рек Джалагун, Большой и Малый Гукит) толща фациально меняется:

### *Делюн-уранская серия*

1. Даннинская свита — кварциты, кварцито-песчаники, кварц-слюдяные (часто графитистые), гранат-слюдяные сланцы с пропластками мраморов и редкими прослоями хлоритоидных и глиноземистых сланцев. Мощность 400—500 м. Свита вскрывается в ядрах прямых и опрокинутых антиклинальных складок. Протяженные выходы ее пород прослеживаются в пределах всей подзоны. Нижележащая тунгус-дабанская свита не вскрыта.

2. Уряхской и усть-уряхской свитам отвечает единая толща темных графитистых и пиритовых филлитовидных сланцев с прослоями метапесчаников, метакератофинов и горизонты мраморизованных известняков, которые связаны с линзами метатефроидов и покровами metabазальтов. Количество и мощность горизонтов и пачек известняков нарастает к верхней части разреза и в направлении к долине р. Чаянгра, где они сливаются в единую карбонатную толщу усть-уряхской свиты. Мощность обеих свит в центральной и южной частях подзоны примерно 1000 м.

### *Таллаинская серия*

3. Водораздельная свита распространена в верховьях рек Большой и Малый Гукит, где она перекрывает сланцево-песчаную толщу уряхской и усть-уряхской свит и по разрывам контактирует с вулканитами каралонской серии. Свита фациально неоднородна: участками ее слагают метаморфизованные полимиктовые конгломераты и туфоконгломераты, гравелиты и песчаники, которые ассоциированы с телами риодацитовых метавулканитов. Мощность метаконгломератов и метавулканитов достигает 400—500 м. Эти участки разделены выходами песчаниково-сланцевой толщи с редкими покровами metabазальтов. Общая мощность свиты достигает 100 м.

Как видим, водораздельная свита Джалагунской подзоны как будто резко отличается от одноименной свиты витимского и таллаинского разрезов, где в ее строении участвуют кварциты. Между тем прослеживание свиты по простиранию из Джалагун-

ской подзоны в Уряхскую обнаруживает такую закономерность: кислые вулканиды и конгломераты постепенно убывают и замещаются глиноземистыми сланцами и кварцитами. Примечательно, что в составе обломочного материала конгломератов в изобилии присутствуют кварциты. Создается впечатление, что одновременно с проявлением кислого вулканизма весь кварцит этой свиты переводится в кварцитовый конгломерат. Парагенез кислых эффузивов и конгломератов устанавливается вполне однозначно. Конгломераты появляются только тогда, когда появляются эффузивы. Вне линз кислых эффузивов они не встречаются. Картирование показывает, что конгломераты слагают шлейфы или террасы вокруг вулканических покровов или аппаратов. Исчезновение кварцитов, фоновой породы водораздельной свиты, становится в свете этих наблюдений понятным. Кстати, в пределах Уряхской подзоны среди кварцитов тоже иногда встречаются небольшие линзы кислых эффузивов. В таких случаях как, например, в долине р. Нижний Орлов, недалеко от ее устья на р. Витим, вместе с подобными линзами эффузивов появляются и конгломераты с галькой кварцитов.

Понимание стратиграфического положения водораздельной свиты имеет решающее значение для расшифровки разреза Джалагунской подзоны и всего региона. В схеме Л.И. Салоп [1964] выделяемая нами в Джалагунской подзоне водораздельная свита отвечает главным образом так называемой делюнской свите, которую Л.И. Салоп помещал в основание разреза верхнего протерозоя. Предполагалось, что делюнская свита залегает с разрывом и несогласием на породах нижнепротерозойской муйской серии. Этот вывод базировался на результатах изучения состава галек из делюнских конгломератов, среди которых, как пишет Л.И. Салоп [1964, с. 292], присутствуют: метаэффузивы (диабазы, миндалекаменные диабазы, диабазовые порфириты, спилиты, спилитовые порфириты, кератофиры и кварцевые кератофиры, кератодиабазы), габбро, габбро-диабазы, плагиограниты и кварцевые диориты, гранофировые плагиогранит-порфиры, кварцевые монцониты, метатифы кератофиров, кварциты и кварцито-песчаники, полимиктовые метапесчаники и метатифопесчаники. Состав обломочного материала в конгломератах, по мнению Л.И. Салоп, однозначно свидетельствует о том, что делюн-уранская серия перекрывает муйскую серию. Между тем такой вывод, казавшийся сначала столь очевидным, встречает возражения.

Весь приведенный выше список пород из гальки конгломератов можно разбить на четыре группы: а) эффузивы кислого и основного состава, б) кварциты и другие осадочные и вулканомиктовые породы, в) габброиды, г) кварцевые диориты, плагиограниты. Какое отношение имеют все эти породы к муйской серии?

Эффузивы основного и кислого состава — это, конечно, непременный компонент разреза муйской серии (в нашей схеме — каралонской серии Каралонской зоны). Но точно такие же породы нередко встречаются и в составе делюн-уранской и таллаинской серий Делюн-Уранской зоны. Эффузивы всех этих серий совершенно однотипны и принадлежат единой контрастной базальт-риодацитовая ассоциации. Вместе с тем парагенетическая связь покровов кислых эффузивов и конгломератов с гальками эффузивов, о которой уже упоминалось, настолько очевидна, что в поисках источника сноса для галек эффузивов в конгломератах нет необходимости обращаться к другим, более древним комплексам. Область питания находилась здесь же; размывались вулканические аппараты, резко выраженные, видимо, в палеорельефе.

В гальке конгломератов широко представлены габброиды. Эти породы образуют среди вулканидов муйской серии очень крупные массивы. Однако среди пород делюн-уранской серии и именно вблизи выходов конгломератов и кислых эффузивов встречаются многочисленные небольшие и средних размеров субсогласные тела сильно измененных, как правило, габбро и габбро-диабазов. В гальке метаконгломератов присутствуют именно эти измененные габброиды. На это уже давно обратил внимание А.Н. Потороченко [1969]. Наши данные совпадают с наблюдениями этого автора. Как видим, и в этом случае источник сноса мог располагаться не на юге, где развита муйская серия, а на севере, где ее нет.

Но больше всего о местном источнике сноса обломочного материала и внутриформационном положении конгломератов свидетельствует присутствие в них обломков кварцитов, о которых речь шла выше. На долю кварцитов приходится 30% всех галек. Л.И. Салоп не объясняет, каким образом кварциты попадали в состав обломочного материала конгломератов. Между тем среди пород муйской серии кварциты вообще не известны. Они, как уже указывалось, образуют значительную часть разреза делюн-уранской и таллаинской серии и, что наиболее примечательно, вместе с конгломератами составляют часть объема самой водораздельной свиты. Очевидно, таким образом, что большинство пород в обломочном материале конгломератов, если не все эти породы, обеспечивается за счет размыва толщ Джалагунской зоны и прорывающих эти толщи магматических образований. Конгломераты являются внутриформационными, а не базальными. Можно предполагать, кстати, что часть обломочного материала попадала в конгломераты и за счет размыва пород муйской серии, которая, по нашим данным, не древнее толщ Джалагунской зоны, а имеет такой же возраст и участвует в строении соседней, Каролонской, структурно-фациальной зоны.

Рассматривая разрез зонально метаморфизованной толщи Делюн-Уранской зоны в целом, можно видеть, таким образом, что его нижние горизонты располагаются в северной части зоны, а по мере продвижения вкост структуры с севера на юг зеркало складчатости постепенно погружается и на поверхности вскрываются все более молодые свиты стратиграфически единой толщи, или серии. Отдельные маркирующие горизонты, прослеженные от одного ее фланга до другого на расстоянии около 150 км, не оставляют сомнений в том, что все эти толщи имеют один и тот же возраст и не могут быть разновозрастными, как это предполагалось прежними схемами.

#### Северо-Муйская зона

Эта зона была типовой местностью, где Л.И. Салоп [1956, 1958, 1964] выделил нижнепротерозойскую муйскую серию в составе парамской и киянской подсерий. При этом считалось, что подстилающие кристаллические образования, которые теперь включаются в состав витимской серии, имеют архейский возраст и образуют так называемую Северо-Муйскую глыбу. Предполагалось, что эта глыба выступала в роли жесткой массы в геосинклинальной системе байкалид. В данном разделе больше всего нас будут интересовать вулканогенно-осадочные толщи, которые Л.И. Салоп определял здесь как муйскую серию. Но прежде чем перейти к характеристике этих толщ, нужно кратко остановиться на вопросе о статусе витимской серии.

Какие аргументы использовались для доказательства архейского возраста витимской серии? Л.И. Салоп [1964, 1973] усматривает сходство серии с архейскими комплексами Прибайкалья, Южно-Муйской и Чарской глыб. Но важнейшее значение придавалось несогласному залеганию базальных конгломератов муйской серии нижнего протерозоя на гнейсах и мраморах витимской серии и на прорывающих их гранито-гнейсах. Ни один из этих аргументов теперь не может быть принят.

В свете новых данных вряд ли можно говорить о сходстве пород и разрезов витимской серии с кристаллическими комплексами перечисленных выше районов. И в Прибайкалье, и в Южно-Муйском хребте, и в Олекмо-Витимской горной стране архейские толщи сложены породами гранулитовой фации метаморфизма, повторно метаморфизованными в процессе раннепротерозойского тектогенеза. По существу это всегда полиметаморфические комплексы. Между тем витимская серия Северо-Муйской глыбы несет следы только одного прогрессивного зонального метаморфизма кинит-силлиманитового типа. Более того, породы витимской серии и муйской серии Северо-Муйского хребта охвачены единым метаморфическим ореолом. По последовательности проявления геологических событий витимская серия этого региона с архейскими комплексами не сопоставима. Нужно также отметить, что здесь совершенно отсутствуют чарнокиты и эндербиты, столь характерные для действительно архейских комплексов Восточной Сибири. Гранито-гнейсы, широко представленные среди пород



витимской серии, по составу и петрохимическим особенностям идентичны ранне-протерозойским гранитам куандинского и ничатского комплексов соседних регионов. Определять их возраст как архейский нет оснований.

Получены новые данные и по вопросу о соотношениях муйской и витимской серий. В составе галек и валунов базальных конгломератов самокутской свиты муйской серии Л.И. Салоп [1964, с. 130; 1973, с. 55] перечисляет мраморы, кварциты, жильный кварц, граниты и гранито-гнейсы, метазффузивы кислого состава. Последние, как полагает автор, являются сингенетическими образованиями. Это совершенно верно — метазффузивы насыщают разрез именно муйской серии; в толщах, относимых к витимской серии, они не известны. Сходное положение занимают и мраморы: они широко представлены в разрезе муйской серии и, кстати, нередко именно в этом районе включают покровы метакератофиров, которые, как показано выше, присутствуют в гальке конгломератов. Можно предположить, что и мраморы попали в обломочный материал конгломератов вместе с эффузивами, которые образуют с ними единый разрез. Если все же предполагать, что конгломерат формировался за счет размыва более древней витимской серии, в составе которой тоже имеются горизонты мраморов, то остается непонятным, почему среди галек конгломератов совершенно отсутствуют гнейсы — основная наиболее широко распространенная порода витимской серии?

Как показали полевые маршруты в бассейне рек Самокут и Булунда, гранитоиды в составе галек конгломератов отсутствуют. Граниты отчетливо прорывают эту толщу, в том числе и конгломераты. Жилы гранитов нередко будинированы. Будины гранитов по форме действительно напоминают гальки. Дело однако в том, что граниты жил и крупных тел идентичны по составу гранитам "галек", и это подтверждает их тектоническое происхождение.

Мы не видим, таким образом, возможности признать за конгломератами бассейна Самокута и Булунды приписываемое им значение базальных образований. Мы рассматриваем их как внутриформационные конгломераты. В связи с этим нужно отметить, что наблюдение контактов между витимской и муйской сериями практически вообще исключено: они повсеместно разделены полями и полосами гранито-гнейсовых куполов. Единый ореол зонального метаморфизма, охвативший породы муйской и витимской серий, идентичные соотношения пород обеих серий с синметаморфическими гранито-гнейсами куполов, отсутствие пород витимской серии в обломочном материале конгломератов муйской серии — все это указывает, скорее всего, на латеральные соотношения этих толщ и их одинаковый возраст.

В составе витимской серии обычно выделяют две свиты: нижнюю илеирскую и верхнюю люнкутскую. Илеирская свита включает биотитовые, гранат-биотитовые и двуслюдяные гнейсы, содержащие редкие горизонты и прослои мраморов, амфиболитов и кварцитов. Мощность свиты около 1500 м. Люнкутская свита отличается широким участием в строении ее разреза мраморов, образующих мощные и протяженные горизонты среди слюдяных, гранат-слюдяных, амфибол-слюдяных гнейсов и сланцев, биотитовых микрогнейсов с бластопсаммитовой структурой [Салоп, 1964, с. 55]. Мощность свиты примерно 2000 м. В свете новых данных витимскую серию можно рассматривать как комплекс шельфового типа, локализованный в пределах микроконтинента в структуре Главного зеленокаменного пояса. Можно предполагать также, что архейские кристаллические образования, хотя они и не вскрыты, как выяснилось, на поверхности, слагают фундамент этой серии, на что указывает общее сходство геологической ситуации с шельфовой зоной Патомского нагорья, в фундаменте которой архейские образования установлены. Таким образом, можно прийти к заключению, что территорию Северо-Муйской зоны занимают формационно различающиеся, но одновозрастные серии. Целесообразно поэтому выделить здесь две подзоны: Люнкутскую, занятую толщами витимской серии, и Самокутскую, в строении которой участвуют вулканогенно-осадочные толщи муйской серии, или — в нашей схеме — комплекса.

При описании муйского комплекса предлагается сохранить названия крупных компонентов разреза, введенные Л.И. Салопом, но выделять их в качестве серий. Таких серий две: парамская и килианская. Парамская серия состоит из двух свит. Нижняя самокутская включает базальт-риодацитовые метавулканиды, метапесчаники, редкие пласты мраморов. В ее нижней части встречаются пачки кварцитов, иногда магнетитовых, а также амфиболитов и порфиroidов. Верхняя булундинская свита образована мраморами, известковистыми сланцами, покровами базальтовых и дацитовых метавулканидов. Мощность серии около 1000 м. Килианская серия залегает стратиграфически выше и подразделяется тоже на две свиты: нижнекилианскую и верхнекилианскую. Первая из них — пестрое чередование метаграувакк, графитистых и кремнистых сланцев, мраморов, метатефroidов, базальтовых и риодацитовых метавулканидов. В основании свиты встречаются кварциты и мощные линзы полимиктовых метаконгломератов. В гальке присутствуют мраморы, кварциты, вулканиды основного и кислого состава, гранофиры из субвулканических тел. По всем признакам эти конгломераты идентичны таким же породам Делюн-Уранской зоны, подробно охарактеризованным выше. Как и там, в Северо-Муйской зоне конгломераты ассоциируют с покровами кислых эффузивов и вне таких покровов не встречаются. Именно эти конгломераты в обеих зонах и принимались прежде за базальные образования: в Делюн-Уранской зоне они помещались в основании разреза верхнего протерозоя, а в Северо-Муйской зоне — в основание разреза нижнего протерозоя. Как стало ясно теперь, конгломераты имеют одинаковый возраст и являются внутриформационными образованиями. Разрез килианской серии завершает верхнекилианская свита базальтовых и риодацитовых метавулканидов, туфов, доломитовых мраморов. Мощность килианской серии около 3000 м; а всего муйского комплекса в Северо-Муйской зоне 4000 м.

#### Каралонская зона

Каралонская зона разделяет две предыдущие и занимает центральное положение в зеленокаменном поясе. Она резко отличается от Северо-Муйской и Делюн-Уранской зон господствующим развитием среди стратифицированных образований вулканических пород муйского комплекса и очень широким распространением габброидов и тоналитов. Только в пределах Каралонской зоны сосредоточены пестроцветные обломочно-вулканогенные толщи падринской серии, завершающие разрез раннего докембрия региона. Нужно отметить, что выделение Каралонской зоны было предусмотрено уже в ранних работах Л.И. Салопа [1964 и др.], который описал три типа отложений килианской подсерии, в структурном плане отвечавших подзонам. Один из типов разреза (второй, по Л.И. Салопу) охватывал, в частности, Каралонскую зону в тех ее границах, которые показаны на нашей схеме (см. рис. 19).

Метаморфизованные стратифицированные образования Каралонской зоны предлагается выделять в составе каралонской серии. Наиболее полно она представлена в районе устья р. Каралон (приток р. Витим) и в прилегающих частях хр. Делюн-Уран. По данным Л.Ф. Добржинской и др. [1983], для состава и строения серии характерно пестрое и многократное чередование в разрезе и по латерали пачек, пропластков и линз, сложенных базальтовыми и риодацитовыми метавулканидами — лавами, тефroidами, ксено- и туфоловами, подушечными лавами. Покровы метавулканидов содержат редкие и маломощные прослои мраморизованных известняков, фтанитов; они прорываются габбро-норитами, габбро-диабазам, долеритами, афиритами и плагиогранит-тоналитами. Общее строение разреза серии позволяет говорить о преобладании в его нижней части основных, а в верхней — кислых метавулканидов. Вся каралонская серия определяется, таким образом, как контрастная базальт-риодацитовая. Ее мощность оценивается в 1,5–2 км.

Интрузивный комплекс, исследованный А.А. Савельевым, обобщившим также материалы других авторов, представлен главным образом габброидами, с которыми ассоциировано небольшое количество плагиогранитов. Габброиды образуют расслоен-

ные массивы. Их периферическая часть сложена породами краевой группы, составляющими внешнюю оболочку: габбро-диабазы, диабазовыми порфиритами. Они часто преобразованы в такситовые разнозернистые амфиболовые габбро или габбро-диориты. Внутренние части массивов сложены в основном габбро-норитами. В подчиненном количестве встречаются нориты, габбро-анортозиты, троктолиты, пироксениты и перидотиты. Весь набор пород иллюстрирует их принадлежность к низкобарической (оливин-плагноклазовой) ассоциации базальтоидных выплавов, родственной базальтоидам фанерозойских центров спрединга.

Плагιοграниты встречаются в двух структурных обстановках. В первой плагιοграниты образуют жилы или небольшие штоки среди габброидов краевой фации, а также линзовидные обособления вдоль границы габброидов краевой и внутренней групп. Наблюдались ответвления жил плагιοгранитов от линзовидных тел и включения габброидов в плагιοгранитах. Интеркумулюсный гранофировый материал устанавливается в габброидах внутренней группы, вблизи с внешней краевой оболочкой. В другой структурной обстановке, среди вулканитов северной части зоны, плагιοграниты образуют фидерные жилы или центральные части экзструзий риолитов и риолит-порфиров, тесно ассоциированных с пачками или линзами метавулканитов.

Ксенолиты гнейсированных и мигматизированных метабазитовых blastsмилолитов встречаются в южной части зоны среди пород краевой группы габброидов. Гнейсирование и мигматизация нигде не продолжаются в массивные габброиды. Это обстоятельство рассматривается как следствие возможного контактового воздействия габброидов на вмещающие породы, а сами эти породы — либо как реликты ранних интрузий габброидов, либо как вероятные реликты фундамента Каралонской зоны, в которой были внедрены габброиды поздних фаз.

Восточнее Парамского порога на р. Витим, в левом борту долины р. Якутский Каменный, вскрыт разрез одного из массивов. Снизу вверх по склону здесь последовательно сменяют друг друга габбро-нориты внутренней части массива, афиритовые или порфировые габброиды краевой группы, затем метаморфизованные ксено- и туфолавы базальтового состава, переслаивающиеся с метамандельштейнами, метапорфирами, метатуфами, линзами мраморизованных известняков. На водоразделе разрез венчается пачками риодацитовых метаморфиров, ксенолав и туфолав. В направлении к Парамскому порогу толща метавулканитов быстро обедняется ксено- и туфолавами, постепенно обогащается пачками графитоидных сланцев, фтанитов, пестрых кремней и мраморизованных известняков. К югу от Парамского порога, в обнажениях левого берега р. Витим, эта толща также быстро обедняется базальтами и представлена чередованием вулканомиктовых метапесчаников, метатуфов основного состава и пропластков мраморизованных известняков, мощность которых нарастает в южном и западном направлениях. По мнению А.А. Савельева, постепенные фациальные переходы между всеми единицами разреза отражают одновременность его формирования и иллюстрируют взаимосвязь интрузии габброидов с палеовулканическим аппаратом, а его, в свою очередь, — с прилегающей привулканической депрессией, где накапливались вулканогенные и осадочные продукты.

Вулканические толщи каралонской серии в большинстве мест отделены от массивов габброидов плагιοгнейсами и тоналит-мигматитами. Иногда эти породы протягиваются в виде инъекционных зон глубоко в поля пород каралонской серии, расчленяют их на участки или сами включают разобитные довольно крупные блоки метавулканитов. Структура главного поля развития плагιοгнейсов и тоналит-мигматитов изучена слабо. Однако уже сейчас ясно, что она включает серию сопряженных куполов и межкупольных синформ. По-видимому, многие тела тоналитов имеют лополитообразную форму. Имеющиеся материалы показывают, что формирование тоналитов происходило в целом позже, чем внедрение габброидов и накопление по меньшей мере некоторой части разреза стратифицированных метавулканитов каралонской серии. Присутствие довольно мощных пачек риодацитов в верхней части разреза серии позволяет предполагать их коматматичность трондьемит-тоналитовым выплавкам.

Верхнюю часть разреза раннего докембрия в пределах Каралонской зоны образует падринская серия, впервые выделенная Л.И. Салопом [1964] и исследованная затем многими другими геологами. Первоначальные названия свит, предложенные Л.И. Салопом, были затем заменены, но последовательность напластования пород была выяснена этим автором правильно, и сейчас разрез падринской серии представляется снизу вверх в следующем виде (по Л.И. Салопу [1964] с дополнениями И.А. Охотникова и Г.Л. Митрофанова [1969]):

1. Левопадринская свита — пестроцветные туфоконгломераты, туфогравелиты, туфоалевролиты, туффиты; липаритовые порфиры, андезит-базальтовые порфириты. Мощность до 450 м.

2. Большепадринская свита. В нижней части — пачка пестроцветных косослоистых песчаников с прослоями основных эффузивов; верхняя часть — эффузивы основного и кислого состава (контрастная серия), их туфы, туфобрекчи. Мощность свиты разными авторами определяется по-разному: около 700 м (Л.И. Салоп), 1100—1200 м (Г.Л. Митрофанов и И.А. Охотников).

3. Малопадринская свита. Нижняя часть — вулканические отложения (конгломераты, песчаники, аргиллиты); верхняя часть — эффузивы дифференцированной базальт-дацит-липаритовой серии, тефроиды, турбидиты. Суммарная мощность оценивается по-разному: 350 м (Л.И. Салоп), более 1800 м (Г.Л. Митрофанов и И.А. Охотников).

В целом породы падринской серии изменены очень слабо и в основании серии устанавливается резкое метаморфическое несогласие. Падринская серия с размывом и несогласием залегает на вулканитах каралонской серии и на прорывающих ее тоналитах [Салоп, 1964].

Породы падринской серии прорваны габбро-диабазами и диабазами, а также телами гранофировых и микропорфировых гранитов и субвулканических образований.

**Метаморфизм.** По данным С.П. Кориковского [Добрынецкая и др., 1983], все породы допадринского разреза (муйский комплекс и витимская серия) затронуты одноактным зональным метаморфизмом кианит-силлиманитового типа глубинности. По температуре выделяется пумпеллиит-актинолитовая (добиотитовая), биотитовая и гранатовая субфации зеленосланцевой фации, а также низкие ступени ставролитовой (эпидот-амфиболитовой) фации. Петрологические критерии указывают на одинаково высокие  $R_{\text{общ}}$  и  $R_{\text{CO}_2}$  в пределах всего ореола. Переходы между зонами метаморфизма отражают прогрессивную перекристаллизацию пород и фиксируют постепенное изменение температуры в рамках единого термально-тектонического события.

Пумпеллиит-актинолитовая субфация встречается в низовьях р. Кияны юго-западнее территории, охваченной геологической картой (см. рис. 19), где в metabазальтах устойчив пумпеллиит в парагенезисах с актинолитом, хлоритом и карбонатами; в паропородах стабильны хлорит и серицит ( $\pm$ карбонат). Граница биотитовой субфации обнаруживается по появлению биотита в метапесчаниках и метакератофирах, в которых, однако, преобладают хлорит-серицитовые ассоциации. В metabазитах исчезает пумпеллиит и образуется актинолитоподобный слабо-зеленоватый амфибол, а в глиноземистых метапелитах даннинской свиты — хлоритоид. Граница гранатовой субфации распознается по появлению в породах альмандиновых и спессартин-альмандиновых гранатов. В metabазитах обычной становится сине-зеленая роговая обманка, а в паропородах и метакератофирах — биотит. Критическими здесь являются парагенезисы: сине-зеленая роговая обманка + хлорит  $\pm$  (карбонат, гранат, альбит, кварц); гранат + хлорит  $\pm$  (биотит, мусковит, кварц) и кианит + хлоритоид + кварц.

Переход к ставролитовой фации отмечается появлением первых зерен ставролита в кианит-хлоритоидных сланцах даннинской свиты и соответствующих породах витимской серии. Одновременно уменьшается устойчивость хлорита, растет число парагенезисов и стабильность сине-зеленой роговой обманки, граната, куммингтонита (в железистых кварцитах). Критические парагенезисы metabазитов те же, что в гранатовой субфации, однако в метапелитах исчезает хлоритоид и широко развивается ставролит.

Метаморфизм синхронен внедрению биотит-мусковитовых гранитов, идентичных гранитам ничатского комплекса соседнего Кодаро-Удоканского региона. Их тела встречаются лишь в гранатовой и ставролитовой зонах. С контактами гранитов связаны биотитизация и фельдшпатизация вмещающих пород. Следы термального воздействия не наблюдаются. Подобные явления устанавливаются только в связи с пост-метаморфическими гранитами тельмамского и конкудеро-мамаканского комплексов. Вдоль их контактов присутствуют узкие зоны "горячих" роговиков с кордиеритом, андалузитом, силлиманитом, корундом и клинопироксеном. Эти ореолы, ширина которых достигает километра, наложены на регионально метаморфизованные породы. Иногда отмечаются клинопироксен-гранат-микроклиновые скарны.

Породы падринской серии не затронуты зональным метаморфическим ореолом. В них обнаруживаются только позднеэпигенетические преобразования — мусковит, кварц, полевые шпаты присутствуют в виде кластогенного материала. Таким образом, падринская серия отделена от муйского комплекса не только стратиграфическим, но и резким метаморфическим несогласием.

### **Межзональная корреляция разрезов и обоснование раннепротерозойского возраста метаморфических толщ Среднеитимской горной страны**

Делюн-уранская и талпаинская серии Делюн-Уранской зоны, парамская и киянская серии Северо-Муйской зоны, каралонская серия Каралонской зоны обладают многими общими особенностями, что позволяет, как указывалось, объединять их в составе единого муйского комплекса. Всем этим сериям свойственно циклическое строение разрезов и одинаковый стиль эволюции осадочного компонента во времени. Вулканические образования всех серий представлены бимодальной базальт-риодацитовая ассоциацией. Все они охвачены единым ореолом одноактного зонального метаморфизма кинанит-силлиманитового типа. Эти данные и определяют необходимость поисков путей для корреляции формационно разнообразных толщ, локализованных в пределах разных структурных зон.

Наибольшее сходство обнаруживают серии Делюн-Уранской и Северо-Муйской зон. Однако предположение об их корреляции не может быть доказано непосредственным прослеживанием маркирующих горизонтов, так как зоны эти разделены расположенной между ними Каралонской зоной. В строении последней, как мы видели, участвуют главным образом вулканиты и пестрый спектр интрузивных образований, не характерных для других зон. Привлекает внимание, однако, одна важная особенность структуры метаморфических толщ Делюн-Уранской и Северо-Муйской зон: при всем многообразии складчатых форм зеркало складчатости в каждой из этих зон постепенно погружается по направлению к разделяющей их Каралонской зоне и, таким образом, самые нижние горизонты их разрезов обнажаются на противоположных, внешних частях структурных зон, а верхние горизонты сближены. В итоге оказывается, что метаморфические серии Делюн-Уранской и Северо-Муйской зон как бы образуют крылья очень крупной мегаинклинорной структуры, направленные навстречу друг другу. Ядро этой структуры образуют вулканиты расположенной между ними Каралонской зоны. Естественно было бы ожидать поэтому по обе стороны от Каралонской зоны разновозрастные и стратиграфически сопоставимые толщи.

При характеристике толщ Делюн-Уранской зоны подчеркивалось, что на всем ее протяжении хорошо прослеживается строго локализованный в разрезе парагенез метаконгломератов, кислых эффузивов, кварцитов (водораздельная свита) и подстилающих эти породы мраморов (усть-уряхская свита). Обращаясь к Северо-Муйской зоне можно видеть, что и там такой специфический парагенез существует. Это метаконгломераты, кислые и основные эффузивы, кварциты (спорадически), мелкообломочные породы и мраморы нижнекилянской свиты и подстилающие их мраморы булундинской свиты. Одинаков, как видим, не только набор пород, но и последовательность их напла-

ствования в разрезах серий разных зон. Желание придать им одинаковое стратиграфическое положение естественно. Чтобы разобраться, правильно ли такое предположение, целесообразно сопоставить разрезы выше- и нижележащих толщ.

Стратиграфически ниже булундинской свиты в Северо-Муйской зоне располагаются тесно переслаивающиеся метапесчаники, метаалевролиты, мраморизованные известняки, среди которых заключены покровы основных и кислых метазффузивов (самокутская свита). Ритмичный характер толщи выражен достаточно отчетливо. В Делюн-Уранской зоне этот стратиграфический уровень занимает уряхская свита ритмично чередующихся осадочных пород, причем лучше всего ритмичное строение толщи наблюдается в тех местах, где эффузивы отсутствуют (Уряхская подзона), а при их заметном участии в строении разреза ритмичность выражена слабее или подавляется вовсе. Сходство уряхской и самокутской свит очевидно.

В Делюн-Уранской зоне уряхская свита подстилается кварцитами и высокоглиноземистыми сланцами даннинской свиты. Полоса выходов этих пород иногда прерывается массивами гранито-гнейсов, конформными общей складчатой структуре. В Северо-Муйской зоне такая пачка не обнаруживается. Можно говорить только о каких-то фрагментах подобной толщи, о чем свидетельствуют отдельные находки кварцитов в основании разреза самокутской свиты. И все же для сопоставления толщ на уровне даннинской свиты надежных данных нет.

Другое обстоятельство, однако, укрепляет уверенность в том, что корреляция намечается правильно. Это гранитоиды, которые в Делюн-Уранской зоне пространственно и структурно ассоциируют с толщей кварцитов и глиноземистых сланцев. Речь идет, разумеется, не о генетической связи — ее нет, а лишь о том, что эмпирически устанавливается закономерность в распределении гранито-гнейсов: они активно поглощают подстилающую кварциты толщу гнейсов, но интенсивность процесса гранитизации резко падает, когда он достигает уровня кварцитов даннинской свиты. Это и создает впечатление о пространственном сообществе пород, генетически между собой ничем не связанных. При этом нередко гранито-гнейсы поглощают и саму толщу кварцитов, но и в таких случаях фронт гранитизации никогда не заходит сколько-нибудь далеко вверх по разрезу. Экранирующее значение свиты кварцитов очевидно.

В разрезе толщ Северо-Муйской зоны, как мы видели, такой пачки, которую можно было бы литологически сопоставить с даннинской свитой кварцитов Делюн-Уранской зоны, практически нет. Но гранито-гнейсы на стратиграфическом уровне, который она должна была бы занимать, здесь есть повсеместно. Если к этому добавить, что гранито-гнейсы обеих зон идентичны по петрографическим особенностям и химическому составу и что в обеих зонах они в тылу сравниваемых серий образуют целые группы и пояса куполов, то сходство и этих уровней окажется очень большим.

Опираясь на эти данные, можно видеть, что степень корреляции разрезов делюн-уранской и парамской серий разных структурно-фациальных зон достаточно велика.

Необходимость сопоставления выше- и нижележащих серий — таллаинской в Делюн-Уранской зоне и киянской в Северо-Муйской зоне — диктуется тем обстоятельством, с которого мы начали обсуждение. Это абсолютное сходство состава и стратиграфического положения нижних свит этих серий — водораздельной и нижекилянской. Стратиграфически выше указанных свит в обеих зонах располагаются вулканогенно-обломочные толщи с характерной для них резкой фациальной изменчивостью по простиранию. В основном эти изменения зависят от интенсивности вулканизма. Характер вулканитов одинаков — это, как и по всему разрезу, контрастная базальтацитовая ассоциация. По-видимому, можно было бы говорить о полном сходстве и этих уровней стратиграфического разреза. Такому выводу, однако, мешает бросающееся в глаза довольно широкое развитие кварцитов в разрезе таллаинской серии — пород, не получивших заметного распространения в киянской серии Северо-Муйской зоны. И все же материал показывает, что кварциты не являются чужеродными породами для нижних частей киянской серии. В разрезе Самокутского тро-

га, например, они составляют вместе с конгломератами и кислыми эффузивами как раз нижнюю толщу разреза киянской серии. В других местах на этом же стратиграфическом уровне кварциты не встречаются. По-видимому, это можно объяснить замещением кварцитов вулканитами, что давно известно по материалам Таллаинского района. Кроме того, кварциты и первоначально на данном стратиграфическом уровне не получили в Северо-Муйской зоне такого широкого распространения, как в Таллаинской подзоне Делюн-Уранской зоны. Таким образом, для сопоставления киянской и таллаинской серий есть как будто достаточно много оснований. Впрочем, нужно все же заметить, что остаются сомнения в надежности корреляции тех толщ, которые сопоставляются с самыми верхними свитами разреза Таллаинской зоны. Дело в том, что точное определение стратиграфического положения этих свит не может быть строго доказано; они блокированы разломами и отделены от остальной части разреза, развитого в Таллаинской зоне. Определенные подозрения вызывает и появление в верхней части комплекса глиноземистых пород. Возможно, что дальнейшие более детальные исследования приведут к иным построениям. Во всяком случае, это не было бы неожиданностью.

Что касается соотношений рассмотренных серий с вулканитами каралонской серии, то более или менее уверенно они, как указывалось, устанавливаются на правом берегу р. Витим, в районе Парамского порога. Имеющиеся материалы достаточны лишь для того, чтобы сделать вывод о фациальных переходах, связывающих верхнекилянскую свиту киянской серии и каралонскую серию. Можно думать, однако, что последняя соответствует всему объему киянской серии. Такое предположение кажется более логичным, так как разделение киянской серии на свиты все же довольно условно, тогда как ее разрез в целом отражает единый крупный цикл развития. Вместе с тем не удастся точно определить, к какой части разреза каралонской серии относятся те слои, которые на правом берегу р. Витим связаны фациальными переходами с верхнекилянской свитой. Все это позволяет проводить сопоставление по сериям в целом. Схема предполагаемой корреляции показана на рис. 20.

Для решения вопроса о возрасте рассмотренных образований есть следующие данные.

1. Метаморфические породы муйского комплекса и прорывающие их габброиды и тоналиты присутствуют в гальке конгломератов венд-кембрийских образований бассейна рек Янгуда и Таллаи. Их довендский возраст, следовательно, очевиден. Кроме того, все эти породы находятся и в гальке конгломератов падринской серии [Салоп, 1964 и др.]. Большинство геологов считают возраст падринской серии среднепротерозойским; по своему составу она очень сходна с акитканской серией Прибайкалья, которая тоже считалась среднепротерозойской, но, как теперь выясняется, характеризует верхнюю часть разреза нижнего протерозоя. Следовательно, геологические данные указывают на раннепротерозойский возраст муйского комплекса. Таким образом, несмотря на то, что аргументы, приводимые прежде Л.И. Салопом в обоснование раннепротерозойского возраста муйского комплекса, не сохраняют своего значения, это его заключение остается в силе.

2. Породы делюн-уранской серии прорваны и мигматизированы гранито-гнейсами так называемого мамско-оронского комплекса. По вещественному составу, петрохимическим и геохимическим особенностям они идентичны гранитоидам ничатского комплекса, развитым в непосредственной близости и нередко образующим с мамско-оронскими гранитами единые массивы [Кориковский, Федоровский, 1980]. Ничатские граниты прорывают породы удоканской серии нижнего протерозоя, содержатся в гальке базальных конгломератов рифейского разреза и геохронологически датированы — их возраст около 2000 млн. лет.

3. Гранитоиды мамско-оронского комплекса непосредственно в пределах Делюн-Уранской зоны прорваны постметаморфическими амфибол-биотитовыми гранитами Тельмамского массива, которые по своему составу близки раннепротерозойским гранитам кодарского комплекса соседнего региона.

Таким образом, метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы делюн-

уранской, талланской, парамской, киянской и каралонской серий всех трех рассмотренных выше зон принадлежат единому муйскому комплексу и имеют раннепротерозойский возраст. Речь идет, разумеется, о возрасте метаморфизма и гранитов, прорывающих муйский комплекс. Радиометрических датировок, которые помогли бы точно установить время накопления этих пород, не существует.

#### МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Синтез новых данных по стратиграфии докембрия северного и западного секторов Байкальской горной области позволяет наметить непротиворечивую корреляцию различных в формационном отношении толщ этой обширной территории. Возможность такой корреляции для толщ осадочных бассейнов, обрамляющих Главный зеленокаменный пояс, уже была рассмотрена выше при изложении материала по отдельным регионам. Теперь нужно обратиться к выяснению соотношений вулканогенно-осадочных серий Главного пояса и стратифицированных серий пояса осадочных бассейнов. Все эти образования сближает единство метаморфизма и гранитизации.

Главный зеленокаменный пояс почти повсеместно отделен от зоны осадочных бассейнов крупными антиклинорными структурами, занятыми полями и поясами гранито-гнейсовых куполов, среди которых в виде реликтов встречаются архейские кристаллические полиметаморфические образования. Есть только один район, где соприкасаются комплексы зоны осадочных бассейнов и Главного зеленокаменного пояса — это междуречье Холодной, Тьи и Олокита в Северо-Байкальском нагорье. Муйский комплекс Средневитимской горной страны непрерывно прослеживается сюда от долины р. Витим через междуречье Правого и Левого Мамакана и бассейна верхнего течения Провой илевой Мамы. В юго-западной части этой полосы, в бассейне р. Олоkit, давно выделяется Олоkitский прогиб, в строении которого, согласно наиболее распространенным взглядам [Салоп, 1964; Мануйлова, Зарубин, 1981], участвуют толщи позднепротерозойского возраста. В свете новых данных, полученных нами в соседних регионах, эти представления должны быть пересмотрены.

Необходимость такого пересмотра логично следует из того факта, что структурно-стратиграфическое единство толщ Олоkitского прогиба и толщ Мамской кристаллической полосы и Патомского нагорья, независимо от взглядов на их возраст, давно установлено и документировано многими данными. Коль скоро для толщ Патомского нагорья (тонодско-бодайбинская серия) доказывалось теперь раннепротерозойский возраст, толща Олоkitского прогиба должна быть тоже раннепротерозойской. О том же свидетельствует и упоминавшееся выше проследивание нижнепротерозойского муйского комплекса в зону Олоkitского прогиба. Решающее значение для обоснования этого вывода имеют новые данные Г.В. Риле и Е.Ю. Рыпка (устное сообщение), которые в результате детальных исследований установили, что среди свит вулканогенно-осадочных пород в Олоkitском прогибе устойчиво картируется специфический горизонт или толща высокоглиноземистых хлоритовидных сланцев и кварцитов. Этот горизонт обрисовывает ансамбль крупных синклиноньных и антиклинорньных структур и на северо-востоке Олоkitского прогиба соединяется с хорошо известной чукинськой свитой точно такого же состава, участвующей в строении Мамськой кристаллической полосы; на юго-западе, в бассейне рек Тья и Горбылак в Прибайкалье, этот горизонт по простираию соединяется с высокоглиноземистым горизонтом уже муйского комплекса.

Совершенно очевидно, что мы имеем здесь дело с толщей, стратиграфическое единство которой реально документировано. В связи с этим нужно подчеркнуть следующее. В данном случае речь идет о том, что маркирующий горизонт высокоглиноземистых пород и кварцитов непосредственно прослежен из толщи, возраст которой до сих пор считался позднепротерозойским, в толщу, за которой признается раннепротерозойский возраст. Уже одне это, разумеется, определяет необходимость решительного



Таблица 1

Корреляция стратифицированных образований и гранитоидных комплексов докембрия севера и запада Байкальской горной области

| Стратиграфическое подразделение |                                                                                                          | Западное Прибайкалье                                                      | Патомское нагорье                                     | Олекмо-Витимская горная страна                                                 | Средневитимская горная страна                       |                                                      |                     |                 |
|---------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|------------------------------------------------------|---------------------|-----------------|
|                                 |                                                                                                          |                                                                           |                                                       |                                                                                | Делюн-Уранская зона                                 | Каралонская зона                                     | Северо-Муйская зона |                 |
| Рифей + венд (+ палеозой)       |                                                                                                          | Байкальская серия                                                         | Патомская серия                                       |                                                                                | Мамакан-Янгудская серия                             |                                                      |                     |                 |
| Нижний протерозой               | Верхняя часть                                                                                            | Акитканская серия, 1630 – 1700 млн. лет                                   |                                                       | Кебектинская свита                                                             |                                                     | Падринская серия                                     |                     |                 |
|                                 |                                                                                                          | Граниты (рапакивиобразные) татарниковского комплекса, 2000 млн. лет       | Граниты тельмамского комплекса, 1800 млн. лет         | Граниты-рапакиви-кодарского комплекса, габбро-анортозиты, 1800-- 2000 млн. лет | Граниты тельмамского комплекса, 1800 млн. лет       | Граниты тельмамского комплекса                       |                     |                 |
|                                 | Автохтонные и аллохтонные синметаморфические гранитоиды (региональные наименования комплексов различные) |                                                                           |                                                       |                                                                                |                                                     | Автохтонные и аллохтонные синметаморфические граниты |                     |                 |
|                                 | 1900 млн. лет                                                                                            | 1900 млн. лет                                                             | 1900 – 2100 млн. лет                                  |                                                                                |                                                     |                                                      |                     |                 |
|                                 | Региональный зональный метаморфизм кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов              |                                                                           |                                                       |                                                                                |                                                     |                                                      |                     |                 |
|                                 | Средняя часть                                                                                            |                                                                           | Тондско-Бодайбинская серия                            | Бодайбинская подсерия                                                          | Удоканская серия                                    | Кеменская подсерия                                   |                     |                 |
|                                 |                                                                                                          | Кропоткинская подсерия                                                    |                                                       | Халасская подсерия                                                             |                                                     | Талланйская серия                                    | Каралонская серия   | Килянская серия |
|                                 |                                                                                                          | Кадаликанская подсерия                                                    |                                                       | Чинейская подсерия                                                             |                                                     | Делюн-уранская серия                                 |                     |                 |
|                                 |                                                                                                          | Тепторгинская подсерия                                                    |                                                       | Кодарская подсерия                                                             |                                                     |                                                      |                     |                 |
| Нижняя часть                    | Серминская серия                                                                                         | Анайская свита                                                            | Кевактинская подсерия (ходоканская свита)             | Троговой комплекс (олондинская серия)                                          | Тунгус-дабенская свита                              | Паремская серия                                      |                     |                 |
|                                 |                                                                                                          | Иликтинская свита                                                         |                                                       |                                                                                |                                                     |                                                      |                     |                 |
| Архей                           |                                                                                                          | Гранулиты ольхонской серии Приольхонья и мыса Калтыгей (Байкал), эндрбиты | Гранулиты Чуйского и Лонгдорского поднятий, чарнокиты | Гранулиты чарской серии, чарнокиты, эндрбиты, анортозиты, 2900 – 3100 млн. лет | Гранулиты в скиалитах среди гранито-гнейсов (редко) | ?                                                    |                     |                 |

пересмотра схемы стратиграфии докембрия района Олоkitского прогиба. В плане межрегиональных сопоставлений можно прийти к заключению о том, что горизонт высокоглиноземистых пород и кварцитов Олоkitского прогиба является полным литологическим и стратиграфическим аналогом даннинской свиты муйского комплекса Средневитимской горной страны, икабийской свиты Олекмо-Витимской горной страны, пурпольской свиты Патомского нагорья, чукчинской свиты Мамского региона и анайской свиты Западного Прибайкалья. Все эти свиты формировались в результате размытия и переотложения древней коры выветривания.

Как видим, комплексная детализация исследований показывает, что в большинстве регионов Байкальской горной области проблемы стратиграфии докембрия оказываются недостаточно полно разработанными. Естествен поэтому и значительный разноречивый в тектонических представлениях разных авторов. Это и понятно: разработка надежной схемы тектонического районирования представляется невероятной без предварительного решения проблем стратиграфии.

Итак, возвращаясь к вопросу о корреляции муйского комплекса Средневитимской горной страны с сериями других регионов, можно принять уровень даннинской свиты за реперный и попытаться сравнить разрезы толщ, залегающих выше и ниже этого уровня с толщами соседних регионов, занимающими такое же положение в их разрезах (табл. 1).

В Средневитимской горной стране под даннинской свитой располагается тунгус-дабанская свита разнообразных гнейсов, амфиболитов, среди которых иногда обнаруживаются горизонты железистых кварцитов. По формационным признакам тунгус-дабанская свита хорошо сопоставима с вулканогенно-осадочными толщами других регионов, занимающих такое же стратиграфическое положение (троговый комплекс Олекмо-Витимской горной страны, ходоканская свита тонодско-бодайбинской серии Патомского нагорья, иликтинская свита сарминской серии Прибайкалья; такова же и укучиктинская свита района Олоkitского прогиба, подстилающая горизонт высокоглиноземистых пород). Очень важным аргументом корреляции представляется и тот факт, что в различных регионах все перечисленные толщи пространственно ассоциируют с гранито-гнейсовыми куполами, что прямо свидетельствует об одинаковом тектоническом положении этих толщ. В случае с тунгус-дабанской свитой эта ситуация выражена очень контрастно. Практически нигде не удается наблюдать подошву свиты, так как нижние горизонты ее разреза как бы растворяются в поле гранито-гнейсовых куполов, отделяющих муйский комплекс от толщ и структур Кодаро-Удоканской зоны. Таким образом, уверенность в справедливости предлагаемого варианта корреляции нижней части разрезов сравниваемых комплексов еще более возрастает, если учесть свойственное этим толщам единство стиля метаморфизма и гранитизации.

Неизмеримо увеличиваются, однако, трудности при попытках сопоставления с сериями зоны осадочных бассейнов тех стратиграфически более высоких частей разреза муйского комплекса, которые располагаются над даннинской свитой. В современном срезе непосредственные соотношения этих толщ отсутствуют, и этот факт определяет условность любых вариантов сравнительного анализа.

Как и в других регионах, этой части разреза нижнего протерозоя свойственна отчетливо проявленная цикличность, отражающая чередование крупных трансгрессивно-регрессивных циклов. Можно ожидать поэтому, что использование анализа цикличности даст материал для межрегиональной корреляции. По отдельному компоненту муйского комплекса намечаются четыре крупных цикла. Однако имеющихся материалов недостаточно для выводов о сопоставимости тех или иных трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления в нижнем протерозое Средневитимской горной страны с внешне сходными с ними циклами в строении серий других регионов. По-видимому, преждевременно делать какое-то определенное заключение по этому вопросу. Вместе с тем нужно признать, что корреляция нижних частей разреза муйского комплекса с конкретными свитами зонально метаморфизованных серий Олекмо-Витимской горной страны, Патомского нагорья и Прибайкалья, намеченная выше, обоснована большим

числом данных. Верхняя граница муйского комплекса определяется по изохроне регионального метаморфизма и налеганию на породы комплекса моласс и вулканитов падринской серии. По своему выражению эта граница идентична верхней границе сравниваемых комплексов других регионов. Можно ожидать, что проблема корреляции средних и верхних частей разреза муйского комплекса будет решена в недалеком будущем, после проведения дополнительных исследований.

Разумеется, эта проблема не единственная из числа нерешенных проблем. Однако важнейший вопрос геологии докембрия Байкальской горной области можно считать решенным уже сегодня — доказательство единого, раннепротерозойского возраста формационно разнообразных толщ северного и западного секторов этой огромной территории. Такое кардинальное изменение господствующих до сих пор представлений неминуемо приводит к критическому пересмотру концепции байкалитид.

## ГЛАВА ПЯТАЯ

### ЕСТЬ ЛИ БАЙКАЛИДЫ НА БАЙКАЛЕ?

Одним из следствий синтеза новых данных, полученных нами при изучении докембрия Байкальской горной области, является необходимость переоценки этой территории как тектонотипической местности байкалитид.

Под байкальской складчатостью (байкальский цикл тектогенеза, байкальский цикл складчатости, байкалитиды, а в свете концепции стадийного формирования континентальной коры, развиваемой в Геологическом институте АН СССР, — области становления дофанерозойской континентальной коры) понимается по одним схемам складчатость конца протерозоя и начала кембрия, по другим — складчатость рифейского и вендского мегахрона, предшествовавшая каледонскому циклу складчатости. Тектонотипом байкалитид, как это следует из названия, считается Байкальская горная область.

Что следует из геологических материалов, изложенных в предыдущих главах? В Олекмо-Витимской горной стране наиболее широкое развитие получили архейские (чарская серия) и нижнепротерозойские (троговый комплекс и удоканская серия) стратифицированные образования. Те и другие охвачены региональным зональным метаморфизмом, который для архейских толщ оказался повторным. Широко проявлены процессы раннепротерозойской гранитизации. Раннедокембрийский тектогенез завершился внедрением постметаморфических гранитов рапакви (кодарский комплекс) и накоплением позднеорогенных моласс (кебектинская свита). Верхнепротерозойские и палеозойские осадочные толщи имеют здесь отчетливо платформенный характер. С ними не связаны ни проявления сколько-нибудь интенсивного метаморфизма, ни интрузивная деятельность, ни полная складчатость. Ясно, таким образом, что завершение активного тектогенеза, сопровождавшегося складчатостью, метаморфизмом, формированием гранитов и в конечном итоге становлением зрелой континентальной коры, относится здесь к раннему протерозою. Признаков байкальской складчатости нет.

Для Патомского нагорья, которое до сих пор считалось одной из наиболее крупных площадей тектонотипической местности байкалитид, показано, что складчатость и метаморфизм завершились здесь, как и в Олекмо-Витимской горной стране, к концу раннего протерозоя. Отложения верхнего протерозоя залегают на толщах нижнего протерозоя и прорывающих их гранитах со стратиграфическим и метаморфическим несогласием. Формирование континентальной коры и здесь завершилось в раннем протерозое, о чем свидетельствует внедрение гранитов тельмамского комплекса, идентичных гранитоидам кодарского комплекса Олекмо-Витимской горной страны. Как видим, и в Патомском нагорье не остается тех данных, которые могли бы указывать на возможность выделения на этой территории байкалитид.

В Северо-Байкальском нагорье (Мамская кристаллическая полоса) давно уже закартирован зонально метаморфизованный комплекс, разрез которого не только хорошо сопоставляется с разрезом раннего докембрия Патомского нагорья, но и непрерывно прослеживается из одного региона в другой. Проведенное исследование показало, что синметаморфические гранитоиды Северо-Байкальского и Патомского нагорий (мамско-оронский комплекс), считавшиеся до сих пор позднепротерозойскими, на самом деле идентичны по своим петрологическим и петрохимическим признакам синметаморфическим гранитам Олекмо-Витимской горной страны, прорывающим удоканскую серию, и имеют одинаковый с ними раннепротерозойский возраст. В самое последнее время этот вывод подтвержден изохронными определениями (1900 млн. лет [Соколов и др., 1982]).

Метаморфический ореол, охвативший породы Северо-Байкальского нагорья, перекрыт неметаморфизованными позднеорогенными молассами и вулканитами акитканской серии. Их изохронный возраст равен 1620–1700 млн. лет. Следовательно, нужно сделать заключение о том, что складчатость, метаморфизм, гранитизация и в конечном итоге становление континентальной коры завершились здесь не в позднем протерозое, как это принято сейчас многими авторами, а в раннем протерозое.

В Западном Прибайкалье изучен разрез нижнепротерозойских зонально метаморфизованных толщ хребтов Приморского и Байкальского (сарминская серия), перекрытых с крупным стратиграфическим и метаморфическим несогласием рифейскими отложениями байкальской серии и, как стало ясно в результате специальных исследований, базальными горизонтами акитканской серии. Метаморфический ореол Западного Прибайкалья прорван постметаморфическими гранитами татарниковского комплекса, изохронный возраст которых (рубидий-стронциевый метод) равен 2030 млн. лет. Таким образом, признаков байкальской складчатости нет и здесь.

В Средневитимской горной стране выяснено более широкое, чем предполагалось ранее, развитие нижнепротерозойских образований и доказано отсутствие метаморфизованных толщ верхнего протерозоя, занимающих, как считается, большие площади на этой территории. Складчатость и метаморфизм развитых здесь толщ происходили в конце раннего протерозоя, о чем свидетельствуют факты прорывания зонально метаморфизованных толщ постметаморфическими гранитами тельмамского комплекса с возрастом 1800 млн. лет. Относить эту территорию к байкальской геосинклинальной системе нет никаких оснований.

В целом для всей территории северного и западного секторов Байкальской горной области доказан теперь одноактный характер зонального метаморфизма, единый ореол которого охватил разнообразные в формационном отношении толщ. Постметаморфические рапакивиобразные граниты, прорывающие зонально метаморфизованные толщ, обнаружены во всех регионах, и везде они охарактеризованы теперь изохронными радиометрическими датами. Возраст этих гранитов колеблется от 1800 до 2000 млн. лет. Следовательно, рассматриваемый метаморфический ореол датируется в целом нижним протерозоем. Вместе с тем складчатость всех зонально метаморфизованных толщ происходила одновременно с метаморфизмом, о чем бесспорно свидетельствуют данные геологических наблюдений, структурного анализа и парагенетического анализа минеральных ассоциаций. Иными словами, поле напряжений, обеспечивавшее параметр  $P$  метаморфизма, было одновременно и причиной формирования складчатой системы.

Наконец, обоснована посвитная или серийная корреляция разрезов стратифицированных толщ всех четырех регионов Байкальской горной области и их несомненное сходство с разрезом нижнего протерозоя Олекмо-Витимской горной страны, который рассматривается как стратотип нижнего протерозоя Сибири (см. рис. 9, 10, табл. 1, рис. 21–23, см. вкл.).

Эти и многие другие данные, рассмотренные в предыдущих главах, заставляют прийти к выводу о том, что во всех регионах северного и западного секторов Байкальской горной области получили развитие главным образом нижнепротерозойские стратифици-

рованные образования. Складчатость, метаморфизм, гранитизация и в конечном счете, как будет показано ниже, формирование зрелой континентальной коры завершились не в позднем протерозое и не в палеозое, а в конце раннего протерозоя. Следовательно, рассматриваемая территория представляет собой площадь развития к а р е л и д, а не байкалит.

В заключение нужно отметить, что южный сектор Байкальской горной области, составляющий, согласно традиционным взглядам, вторую половину тектонотипа байкалит, в результате последних данных, полученных сибирскими геологами, не сохраняет более того значения, которое ему придавалось. Здесь во многих пунктах в толщах, возраст которых, как в северных и западных регионах, считался до сих пор позднепротерозойским, обнаружены органические остатки венда и кембрия [Бутов и др., 1974; Беличенко, 1977; Палеозойский . . ., 1981]. Эти находки заставляют пересмотреть в сторону омоложения возраст большинства серий, распространенных на юге Байкальской горной области. Вместе с тем получает решение и проблема возраста гранитоидов баргузинского комплекса, занимающих огромные площади на этой территории. Гранитоиды баргузинского комплекса образуют один из крупнейших в мире массивов; они прорывают упомянутые выше толщи и, следовательно, имеют более молодой, чем это считалось до сих пор, возраст, — не позднепротерозойский, а палеозойский [Палеозойский . . ., 1981]. Таким образом, становится очевидным, что байкалит нет и в южном секторе Байкальской горной области.

Синтез материалов, изложенных в первой части данной работы, приводит к заключению о несостоятельности концепции байкалит. На всей территории тектонотипа все без исключения аргументы, использованные в свое время для обоснования концепции байкалит, оказались утраченными. Для отстаивания этих традиционных представлений сегодня нет решительно никаких данных. В северном и западном секторах тектонотипической местности "байкалит" установлено развитие ранних протерозоид (карелид), а в южной — каледонид. Ни на Байкале, ни в Байкальской горной области, ни, по-видимому, в Сибири в целом байкалит не существует.

Интересно, что уже сравнительно давно Н.А. Штрейс [1964], развивая представления о биполярном развитии земной коры, пришел к выводу о неравномерном замыкании геосинклинальных систем в лавразийском и гондванском рядах платформ. Согласно этим взглядам, байкальская складчатость интенсивно проявилась в южном, гондванском ряду, а в северном полушарии она почти не выражена. Результаты наших исследований подводят под эти представления геологическую базу.

## СТРУКТУРА ДОРИФЕЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И ИСТОРИЯ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

В современной структуре земной коры отчетливо выражена глобальная система тектонических неоднородностей. Это система континент—океан. Ее существование — следствие общей дифференциации вещества Земли. Взаимодействие полярных компонентов системы континент—океан во многом определяет сущность геодинамических ситуаций и тектонических процессов во внешней оболочке.

Одно из достижений теоретической геотектоники — установление палеоаналогов континентов и океанов в структуре современных континентов. Прежде всего это относится к обнаружению сходства разрезов офиолитовых серий континентов и коры современных океанов [Пейве, 1969], что послужило импульсом для мобилистической интерпретации эвгеосинклинальных зон материков как структур, развивавшихся на месте палеоокеанических бассейнов. На примере геосинклинальных систем фанерозоя было показано, что континентальная кора с гранитно-метаморфическим слоем не существовала изначально, а возникла в результате структурно-вещественного преобразования коры океанического типа [Тектоника Северной Евразии, 1980; Тектоника континентальных окраин. . . , 1980]. Эти положения находятся в основе концепции, развиваемой тектонической школой Геологического института АН СССР.

Обращаясь к областям развития раннего докембрия, прежде всего поражаешься тому очевидному факту, что главным результатом и этого, раннего, мегахрона в истории Земли было формирование континентальной коры. Более того, масштабы дорифейского континентального корообразования оказываются совершенно исключительными. Анализ геологических карт Евразии и других материков объективно свидетельствует о том, что ранний (дорифейский) докембрий был временем возникновения главных объемов континентальной коры в глобальном плане и что продукты фанерозойского континентального корообразования составляют в общем балансе не более 15–20% объема коры всех современных материков (рис. 24).

Бесспорный факт направленного конструирования континентальной коры и в раннем докембрии, и в фанерозое является, с нашей точки зрения, достаточным основанием для применения сравнительного анализа при изучении результатов фанерозойского и раннедокембрийского тектогенеза.

Как, однако, подойти к решению этих проблем? Ведь специфика многих сторон геологического процесса и структурно-вещественных комплексов раннего докембрия давно и хорошо известна. Вряд ли можно было ожидать, что метод прямых аналогий сможет принести успех попыткам сравнительного анализа. Интуиция подсказывает, что наиболее перспективный путь — поиск общих закономерностей, единых для эволюции земной коры на протяжении всего геологического времени.

Представление о формировании континентальной коры в результате процессов фракционирования вещества верхней мантии является, по-видимому, общепринятым. Однако модели этих процессов, предлагаемые разными авторами, отличаются многими деталями, а зачастую противоречивы. Нет единства во взглядах и по вопросу о времени

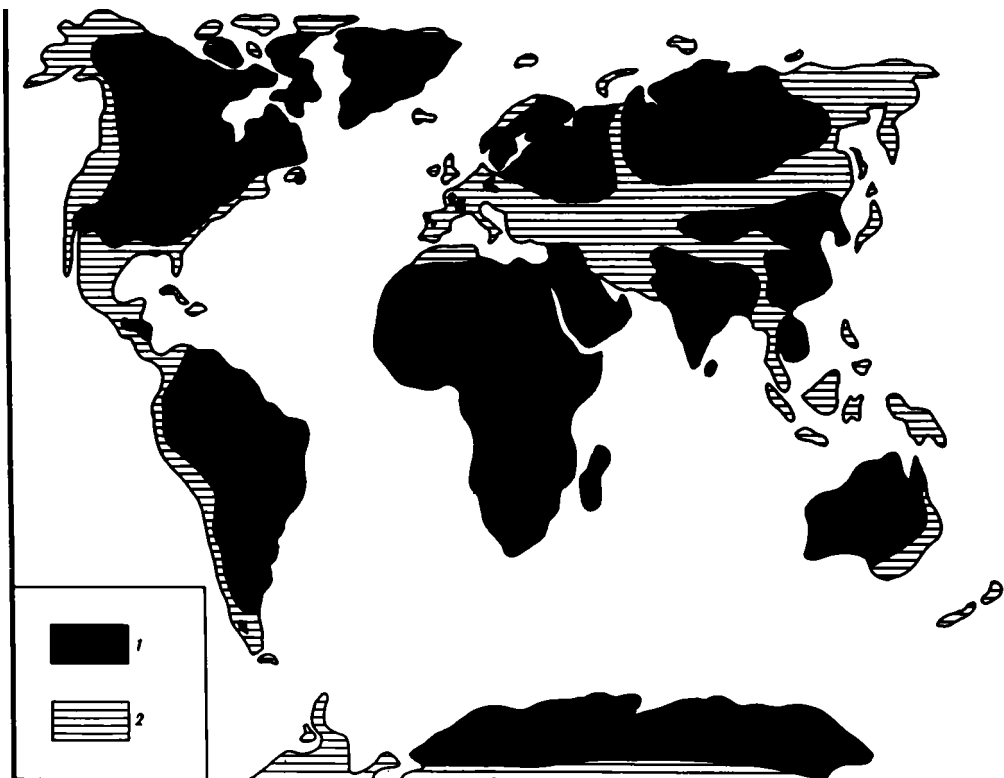


Рис. 24. Распространение докембрийских пород на современных континентах (по А. Гудвину [1980], схематизировано)

1 — докембрийские породы, в том числе перекрытые платформенными чехлами; 2 — породы фанерозоя

возникновения первой континентальной коры. Согласно одной из крайних концепций, континентальная кора, сходная по своему химическому составу и физическим особенностям с современной, возникла уже в самом начале геологической истории. Столь же крайняя другая концепция предполагает, что первичная кора Земли была по своей природе океанической, а континентальная кора появилась позже. Здесь уместно привести слова А. Гудвина [1980, с. 88]: "Мы можем с уверенностью ожидать... быстрого накопления данных и все более глубокого понимания этих проблем. Изучение первичной земной коры как никогда прежде сочетается как с геологическими, так и с геофизическими наблюдениями. Из этого следует, что любая современная интерпретация будет подвержена скорому суровому, а возможно, и драматическому испытанию".

Обращаясь к материалам по докембрию Байкальской горной области, можно видеть, что формирование "гранитного" слоя континентальной коры завершилось здесь к концу раннего протерозоя. В истории этого мегахрона обособляются две эпохи: первая (ранняя), когда в условиях растяжения или тектонической стабилизации происходило накопление мощных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, и вторая (поздняя), когда и эти толщи, и их фундамент подверглись тектоническому сжатию, скучиванию, метаморфизму, гранитизации. Целесообразно поэтому сначала рассмотреть геодинамические обстановки первой половины раннепротерозойского мегахрона, а затем обсудить последовательность непосредственно континентальных корообразующих процессов, масштабно проявленных в течение второй половины раннего протерозоя.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СИТУАЦИИ В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ СЕВЕРА  
И ЗАПАДА БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Синтез новых материалов по стратиграфии, магматизму, метаморфизму, изотопной радиогеохронологии, приведенных в первой части этой работы, позволил показать очень широкое распространение в пределах северного и западного секторов Байкальской горной области нижнепротерозойских (дорифейских), а не верхнепротерозойских (рифейских) образований, как это считалось прежде. В самом общем виде эти комплексы составляют две формационные группы: вулканогенно-осадочную и чисто осадочную (обломочно-карбонатную). Их распределение в плане обнаруживает определенные закономерности. И те и другие комплексы образуют чрезвычайно протяженные полосовые структуры, а между самими этими комплексами существуют вполне очевидные, как теперь выяснилось, латеральные соотношения.

Структуры, вмещающие различные в формационном отношении стратифицированные комплексы, резко различаются и по характеру сопровождавших их эндогенных проявлений. Так, с вулканогенно-осадочными толщами ассоциируют ультрабазиты, габброиды и тоналиты, а с обломочно-карбонатными — разнообразные гранитоиды. Если привлечь материалы по еще более широкой площади, главным образом по Алданскому кристаллическому массиву и Становой области, то общая картина оказывается более полной. Здесь хорошо устанавливается еще одна важная особенность: обломочно-карбонатные формации и сопровождающие их гранитоиды образуют в плане гигантскую по протяженности полосу, которая простирается от Байкала до побережья Охотского моря. Их фундаментом везде являются интенсивно повторно переработанные кристаллические комплексы раннего архея.

Севернее этой полосы, т.е. уже в пределах собственно Алданского кристаллического массива, не обнаруживаются ни сколько-нибудь значительные выходы нижнепротерозойских обломочно-карбонатных толщ, ни ассоциирующие с ними гранитоиды. На обширных пространствах здесь вскрываются кристаллические комплексы гранулитовой фации метаморфизма. Следовательно, вполне очевидной становится такая закономерность: на тех площадях, где на кристаллическом фундаменте в раннем протерозое происходило накопление осадочных серий, их формирование завершилось региональным метаморфизмом и гранитизацией, которые кардинально изменили и подстилающие комплексы фундамента, приведя к их региональному диафрезу. Естественно, что кристаллические комплексы фундамента остались неизменными только в тех местах, где отсутствовали чехлы нижнепротерозойских толщ, покрывавшие этот фундамент. При палеотектонических реконструкциях раннепротерозойской эпохи эти площади должны рассматриваться как область сноса, или суша, того времени. Таким образом, оценивая раннепротерозойские геодинамические ситуации в целом, можно видеть, что на территории юга Восточной Сибири выделяются — естественно, в самом общем виде — три крупные зоны: палеосуша (палеоматерик), занимавшая северную часть площади, южнее — зона осадочных бассейнов, в которых на кристаллическом фундаменте происходило накопление мощных обломочно-карбонатных серий, завершившееся метаморфизмом, гранитизацией и внедрением гранитов, а на крайнем юге — зона преимущественного развития вулканогенно-обломочных серий, габброидов и тоналитов, в пределах которой граниты отсутствуют.

Хотелось бы подчеркнуть, что такое распределение различных в формационном отношении докембрийских комплексов устанавливается вполне объективно, оно реально существует и должно получить объяснение при любых попытках геологического синтеза, независимо от того, каких взглядов или концепций придерживается тот или иной исследователь.

В данной работе нас интересуют две последние зоны. Структуры, образованные вулканогенно-обломочными сериями и габброидами, широко распространены в фундамен-



те всех древних платформ мира. Это хорошо известные зеленокаменные пояса. Если мы сможем определить генетическую природу этих структур, то получим ключ для расшифровки общей геодинамической обстановки не только в пределах самих зеленокаменных поясов, но и в окружающих регионах. Это и понятно, так как в Байкальской горной области теперь надежно установлены латеральные и стратиграфические соотношения комплексов зеленокаменных поясов и комплексов прилегающих к ним осадочных бассейнов.

#### ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ – СТРУКТУРЫ РИФОВОГО ТИПА

Зеленокаменные пояса принадлежат к числу наиболее распространенных структур раннего докембрия. Они обнаружены в архее всех материков. По данным А. Гудвина [1980], площадь архейских зеленокаменных поясов составляет в Канаде 19,6%, в Австралии – 19,1, в Южной Африке – 19,0, в Индии – 20,5% территории платформ. Вместе с тем зеленокаменные пояса не являются прерогативой только самого раннего, архейского, этапа геологического развития. Структуры такого типа обычны и для раннего протерозоя. Речь, конечно, не идет об абсолютном подобии, которое, кстати, нельзя предполагать, учитывая данные об эволюции литосферы в целом. Но это сходство все же настолько велико, что не оставляет сомнений в необходимости выделения зеленокаменных поясов не только в архее, но и в раннем протерозое.

К. Конди [1983] отмечает, что решение о выделении постархейских поясов зависит прежде всего от определения, что такое зеленокаменный пояс. Если рассматривать пояса как совокупность супракrustальных комплексов с преобладанием основных вулканических пород (а это один из вариантов определения, которое дает К.Конди), то не составит труда показать, что такие структуры обычны для всей обозримой геологической истории, и они вовсе не составляют специфику архея. Этот автор обсуждает и другой вариант подхода к решению проблемы. Если, например, принять более узкое определение зеленокаменного пояса как структуры, вмещающей большие объемы ультраосновных и коматитовых вулкаников, то тогда действительно окажется, что постархейские пояса как будто вообще отсутствуют. Здесь, однако, возникает другое противоречие: базальтовые и перидотитовые коматиты, хотя они и представляют собой характерный компонент зеленокаменных поясов, иногда вообще отсутствуют в типичных структурах этого рода. Мы оказываемся, таким образом, перед альтернативой: считать или не считать зеленокаменными поясами такие структуры, которые всегда ими считались? Если же к этому добавить, что в последние годы коматиты все чаще обнаруживаются в раннепротерозойских комплексах, а высокомагнезиальные базальты – и в фанерозое, то станет очевидным, что ни первое, ни второе из упоминавшихся К.Конди определений термина "зеленокаменный пояс" нельзя признать удачным. К.Конди [1983, с. 11] и сам приходит к выводу: "Зеленокаменные пояса, скорее всего, не ограничены в своем проявлении архейским временем; они формировались в протерозое, а возможно, и в фанерозое".

К мысли о неоднократном формировании зеленокаменных поясов в раннем докембрии (главным образом благодаря успехам в области изотопной геохронологии) склоняется все большее число исследователей. Дж. Саттон [1980], например, предполагает существование не менее трех разновозрастных генераций поясов, другие авторы допускают вдвое большее количество этих этапов. Нам представляется, что для выяснения этого вопроса существует вполне объективный и как бы независимый критерий. Известно, что формирование зеленокаменных поясов сопровождается метаморфизмом их пород. Если предположить, что заложение отдельных поясов не было строго одновременным даже в близко расположенных регионах (вполне вероятно, что это действительно так), то эпохи метаморфизма, завершающие их развитие, оказываются совсем немногочисленными. Сейчас целесообразно входить в обсуждение причин этого явления, так как ответ на вопрос может оказаться достаточно спорным. Независимо от

этого, однако, если исходить из парагенетической, хронологической и пространственной связи зеленокаменных поясов и явлений регионального метаморфизма (а эта связь очевидна), то количество этапов, или крупных эпох, формирования поясов оказывается ограниченным и не может быть велико. В раннем докембрии выделяются три таких этапа: 3600–3000, 3000–2600, 2600–1900 млн. лет [Грачев, Федоровский, 1980].

Геологическая литература изобилует примерами зеленокаменных поясов двух первых этапов. Вместе с тем материалы по раннепротерозойским троговым структурам, шовным прогибам, палеоавлакогенам фундаментов древних платформ Азии, в том числе Восточной Сибири, Восточной Европы, Северной и Южной Америки свидетельствуют о том, что они обладают многими признаками, присущими зеленокаменным поясам архея.

Поясам всех возрастов свойственно формационное сходство стратифицированных толщ — это вулканогенно-осадочные и кремнисто-железистые формации значительной мощности. Яркой чертой является цикличное строение разрезов. Многие авторы отмечают закономерную повторяемость как в вулканических, так и в осадочных сериях поясов. Размеры циклов разнообразны — от микроциклов до многокилометровых так называемых "суперциклов". Характерная особенность толщ многих поясов — присутствие в их разрезах джеспилитов. Проблема происхождения железистых кварцитов до сих пор вызывает полемику, но сам факт присутствия этих специфических пород в толщах не только архея, но и нижнего протерозоя неоспорим. Сходство вмещающих их толщ по этому важному и маркирующему компоненту разрезов очевидно.

Стратиграфия зеленокаменных поясов на первый взгляд отличается исключительным разнообразием, а разрезы толщ отдельных поясов нередко кажутся плохо сопоставимыми между собой. На самом же деле, несмотря на резкие фациальные изменения, присущие толщам поясов, как и толщам любого возраста, содержащим вулканы, всем им свойственна четкая закономерность в последовательности напластования крупных единиц стратиграфического разреза. В нижних частях таких толщ преобладают вулканы, в средней — вулканы, пирокластическая, осадочные породы, а в верхней — незрелые осадочные породы молассовидного типа. Последние нередко включают полимиктовые конгломераты, дельтовые фации. Специфика обломочного материала конгломератов состоит в том, что в его составе, кроме продуктов размытия близлежащих вулканических покровов, присутствуют породы гранитоидного ряда из куполов, окружающих пояса, а также продукты размытия нижних горизонтов разреза самих поясов.

Одинаковый стиль вулканизма — еще одна черта, присущая поясам архея и раннего протерозоя. Как правило, это приуроченность ультраосновных и основных лав к основанию разрезов, а кислых — к средней их части, сокращение объемов лав вверх по разрезу и в этом же направлении возрастание объемов пирокластической. Характерная черта большинства зеленокаменных поясов — бимодальность вулканических серий.

Повсеместно толщи зеленокаменных поясов затронуты зональным метаморфизмом кианит-силлиманитового или андалузит-силлиманитового типов. Неметаморфизованных толщ этого класса в природе не существует. Нередко даже в относительно нешироких поясах отчетливо проявлена зональность метаморфизма. Характерны резкие колебания температур и контрастный узор изоград метаморфизма. Как правило, метаморфические депрессии приурочены к осевым зонам зеленокаменных поясов, а высокотемпературные ореолы примыкают к их бортам.

Пояса архея и раннего протерозоя неотличимы по типу своих границ. Те и другие окружены гранито-гнейсовыми куполами. Нужно отметить при этом, что петрологические типы гранитов купольных зон разного возраста достаточно резко отличаются друг от друга. Несмотря на это, их сближает удивительно выдержанная, одинаковая — купольная — морфология и адекватная тектоническая позиция по отношению к поясам: они всегда трассируют бортовые зоны этих структур. Вряд ли можно предполагать, что купола разного возраста могли формироваться в условиях разной геодинамики. Логично предположить обратное — генетическое единство этих структур, обладающих

столь специфическим, одинаковым тектоническим узором. Связь гранито-гнейсовых куполов и зеленокаменных поясов настолько очевидна, что их нередко объединяют в "гранит-зеленокаменные области".

Представления о внутренней структуре зеленокаменных поясов разнообразны и противоречивы. Одни авторы отстаивают тезис о их простом строении (например, М. и Р. Вильюны — о поясе Барбертон в Южной Африке [Viljoen M., Viljoen R., 1969]), а иногда даже о невозможности картирования пликвативной структуры. В связи с этим нужно отметить, что, конечно, говорить о простом строении поясов не приходится. Данные о проявлении, как правило, нескольких этапов деформаций в поясах весьма многочисленны. И все же совершенно объективно в большинстве известных поясов удается выяснить синклинорное строение образующих их толщ. Какова бы ни была степень сжатости складок, зеркало складчатости всегда погружается к центру зеленокаменных поясов. Это вполне однозначно выясняется в процессе картирования поясов и отдельных маркирующих горизонтов составляющих их толщ. Обычно нижние горизонты разрезов поясов образуют их краевые, периферические (бортовые) зоны, а верхние горизонты — центральные зоны. Практически не известно исключений из этого правила, и поэтому, несмотря на хаос мелких складок, можно реставрировать достаточно надежно главную синклинорную структуру каждого пояса независимо от его возраста.

Как видим, аргументов, свидетельствующих о сходстве зеленокаменных поясов архея и раннего протерозоя, вполне достаточно. Вместе с тем, однако, было бы неверно — под гипнозом перечисленных выше признаков — предполагать, что между поясами разного возраста нет никакой разницы. Укажем, например, на то, что раннепротерозойские пояса обладают более резко выраженной линейностью, им присущи более крупные размеры. В толщах молодых поясов увеличивается роль карбонатных пород среди осадочных компонентов разреза, резко сокращается объем коматитов, практически исчезают перидотитовые коматиты, заметно увеличивается по сравнению с толщами архейских поясов роль зрелых осадков.

Еще одно обстоятельство выглядит очень выпукло: для раннепротерозойских поясов в отличие от архейских типично появление хорошо выраженных зон шельфов (гомологов пассивных окраин), толщи которых составляют с толщами собственно зеленокаменных поясов единые латеральные формационные ряды.

Перечисленные признаки, разумеется, не могут препятствовать сравнению архейских и раннепротерозойских поясов. Принципиальное сходство этих структур очевидно. Вместе с тем логично рассматривать эти признаки как отражение определенной эволюции в развитии зеленокаменных поясов.

Мы уже довольно далеко углубились в обсуждение проблемы зеленокаменных поясов, но как-то незаметно ушли от обсуждения вопроса, поставленного вначале: что такое зеленокаменные пояса? Существующий сегодня и общепринятый термин "зеленокаменные пояса" возник стихийно. Его недостатки нельзя не видеть: он неточен, не имеет генетического содержания. Действительно, эти структуры включают не только и не столько зеленокаменно измененные породы, сколько зонально метаморфизованные комплексы, в том числе и породы, измененные в высокотемпературных условиях. Морфология этих структур мало напоминает пояса: как правило, это линзовидные, ветвящиеся формы, группирующиеся в характерные "стада", поля и системы. Таким образом, это и не "зеленокаменные", и не "пояса". Означает ли такой вывод необходимость замены термина? Мне представляется, что делать это поздно и совершенно излишне, по тем причинам, что, во-первых, термин этот хотя и стихийно, но прочно утвердился в мировой геологической литературе, а, во-вторых, он обладает одним несомненным достоинством, с лихвой перекрывающим все присущие ему недостатки, — геологи разных стран и разных геологических школ, применяя его, имеют в виду действительно одни и те же структуры. Это тем более парадоксально, что вразумительного определения того, что такое "зеленокаменный пояс", нет ни в одном современном геологическом или тектоническом словаре.

Совершенно ясно, что для того чтобы дать этому термину наиболее полное (генетическое) определение, нужно прежде всего решить вопрос о происхождении зеленокаменных поясов.

К. Конди [1983] дал обзор примерно 20 моделей генезиса поясов, появившихся в последние годы. Множественность моделей не случайна и отражает в целом поисковый характер самой этой проблемы. По-видимому, все существующие концепции можно объединить в две большие группы. Одна из них — это модели, основанные на представлениях о полной необратимости геологического развития. Согласно этим моделям пояса неповторимы в геологической истории и свойственны только ранним ее этапам. Другая группа моделей альтернативна и основана на принципе актуализма. Такие модели исходят из сходства зеленокаменных поясов с теми или иными структурами современной тектоносферы (рифты, краевые бассейны, островные дуги и т.д.).

А.Ф. Грачев и автор отстаивают модель рифтогенного происхождения зеленокаменных поясов раннего докембрия. Не повторяя здесь всех аргументов, использованных нами при анализе, приведем краткую характеристику, основанную на совместно опубликованных работах [Грачев, Федоровский, 1970, 1980, 1982, 1984; Grachev, Fedorovsky, 1971, 1979, 1981].

Представляется, что попытки обнаружить аналоги зеленокаменных поясов в фанерозойских или современных геодинамических обстановках должны прежде всего исходить из сравнительного анализа вулканизма. Это и понятно, так как вулканы различных современных геодинамических режимов достаточно резко отличаются друг от друга, что подтверждается огромным по своему объему аналитическим материалом. Можно ожидать поэтому, что сравнительный анализ вулканизма зеленокаменных поясов раннего докембрия и различных современных геодинамических обстановок даст возможность подойти к решению вопроса о происхождении зеленокаменных поясов. Это не значит, конечно, что использование других — стратиграфических, тектонических, морфологических — критериев излишне для сравнительного анализа. Наоборот, только в комплексе все эти данные и могут обеспечить надежное решение проблемы. Но использование в первую очередь результатов петрохимического и геохимического изучения вулканитов обладает преимуществом ввиду их полной объективности и возможности статистической обработки.

В разрезах толщ зеленокаменных поясов эффузивные образования составляют три последовательно сменяющих друг друга комплекса: ультраосновной — основной, основной (толеитовый), содержащий подчиненное количество пирокластики кислого состава, контрастный базальт-риолитовый (риодацитовый). Полный разрез обнаруживается не во всех поясах. В одних из них отсутствует или слабо проявлен нижний комплекс, в других — верхний. Но, как видим, значительная часть разреза образована базальтами. Эти породы присутствуют во всех поясах без исключения. Именно поэтому основное внимание было уделено сравнительному анализу базальтоидов.

Для сравнения (факторный и кластерный анализы) использован банк данных, включающий 9000 химических анализов базальтов, принадлежащих комплексам практически всех возможных современных геодинамических режимов (7120 анализов) и докембрийских зеленокаменных поясов (1880 анализов).

Использованы 20 выборки базальтов зеленокаменных поясов раннего докембрия Южной Африки, Карелии, Колского полуострова, Индии, Байкальской горной области, Канады и для сравнения — выборка по высокомагнетизальным базальтам Исландии. По данным А.Ф. Грачева [Грачев, Федоровский, 1980], состав базальтов ровный: по нормативному составу они близки и содержат нормативный кварц (от 0,3 до 5,3%). Отношение  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  варьирует от 0,6 до 0,8 (в коматитовых базальтах — от 0,9 до 1,35). На диаграммах АФМ видно (рис. 25, А, Б), что фигуративные точки базальтовых коматитов и толеитов зеленокаменных поясов раннего докембрия, закалочных стекол абиссальных базальтов Атлантического, Тихого и Индийского океанов перекрывают друг друга, т.е. между этими породами не существует разрыва. Вместе с тем рой точек базальтовых коматитов образуют эллипс, ось которого фиксирует направление диф-

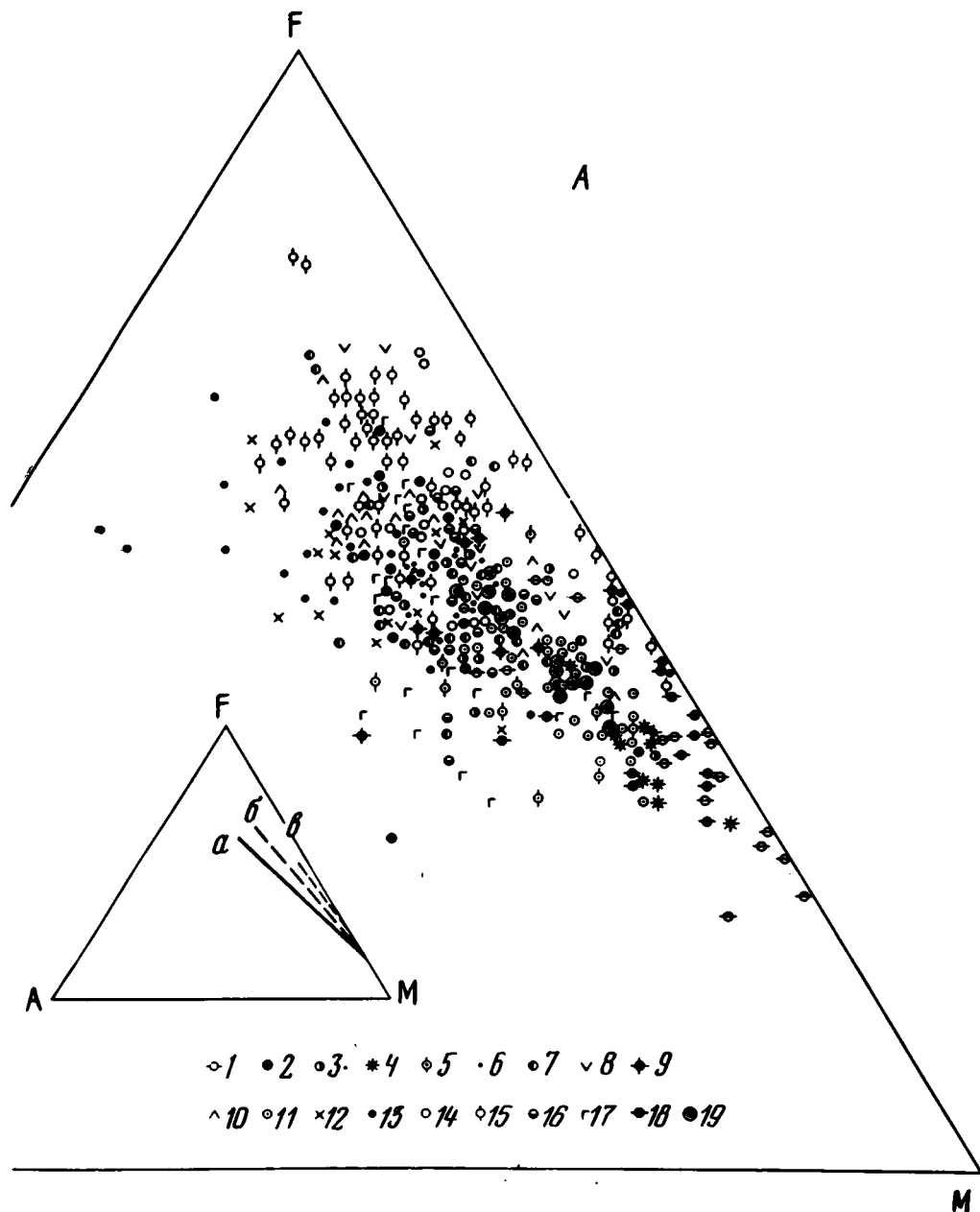
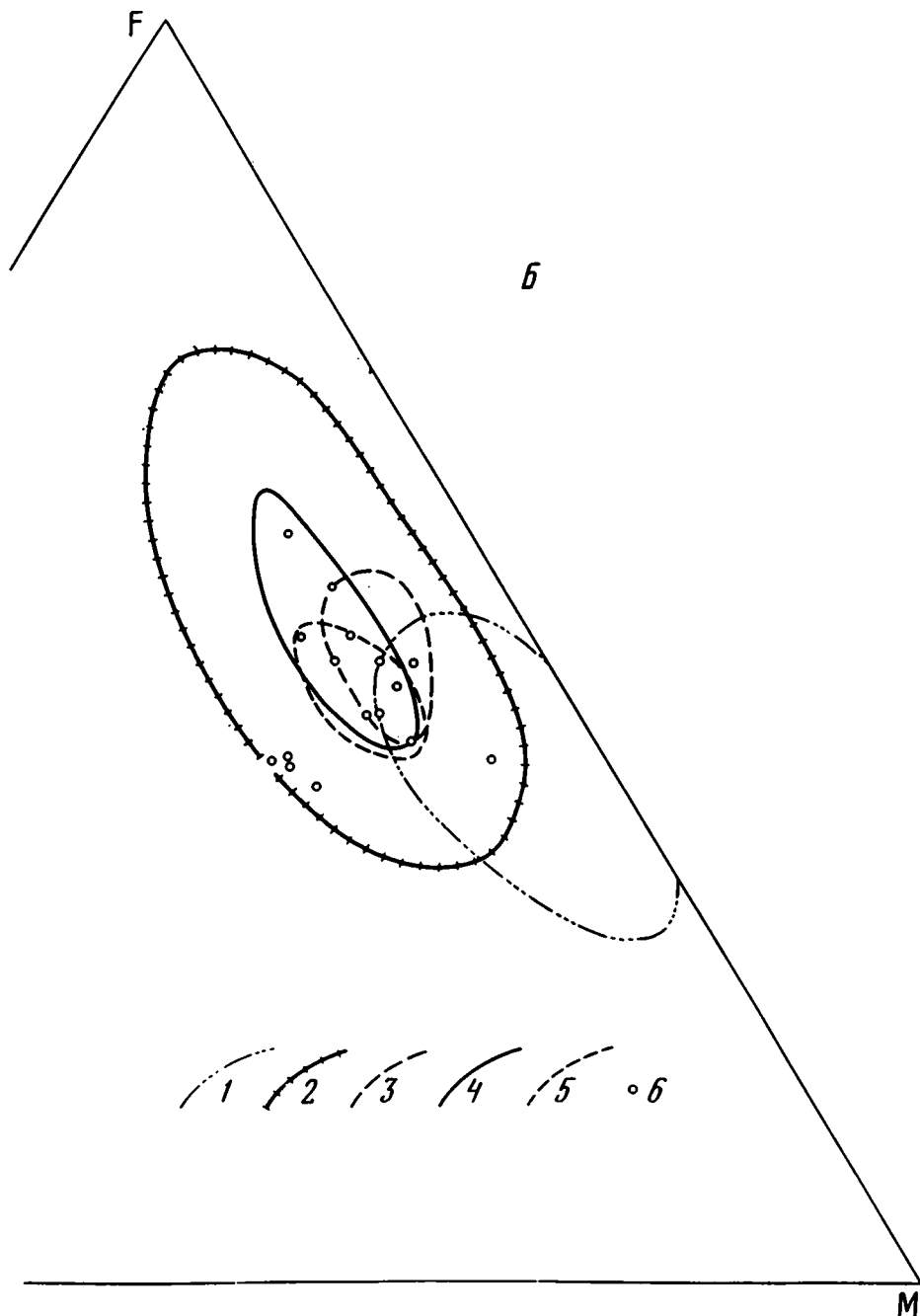


Рис. 25. Составы базальтов раннего докембрия [Грачев, Федоровский, 1980]

А — диаграмма АФМ для базальтов раннего докембрия (цифры 1–19 те же, что и в табл. 1 из работы [Грачев, Федоровский, 1980], на врезке линия *a* — направление дифференциации толеитов Гавайских островов [Irving, Baragar, 1971], *b* — толеитов срединно-океанических хребтов, *б* — коматитовых базальтов раннего докембрия [Грачев, Федоровский, 1980]; Б — диаграмма АФМ, показывающая расположение полей составов коматитовых и толеитовых базальтов раннего докембрия (1 и 2), толеитов срединных хребтов (3), закалочных стекол абиссальных базальтов Атлантического (4), Тихого (5) и Индийского (6) океанов. В — диаграмма  $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$  для базальтов раннего докембрия (условные обозначения см. на рис. 25, А), линии *a*–*б* — направление фракционирования вулканитов зеленокаменных поясов: *a* — Восточной Финляндии [Blais et al., 1977], *б* — Ботсваны, Южная Африка [Key et al., 1976], *в* — Якабинди, Западная Австралия [Naldrett, Turner, 1977]



Ференциации, отличающееся от тренда гавайской толентовой серии и от толентовой серии срединно-океанических хребтов.

Диаграмма  $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$  (см. рис. 25, В) иллюстрирует два главных направления фракционирования первичных расплавов. Первое направление соответствует фракционированию оливина, второе, с изгибом в сторону  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — фракционированию клинопироксена. Такой характер фракционирования вообще свойствен вулканитам всех зеленокаменных поясов.

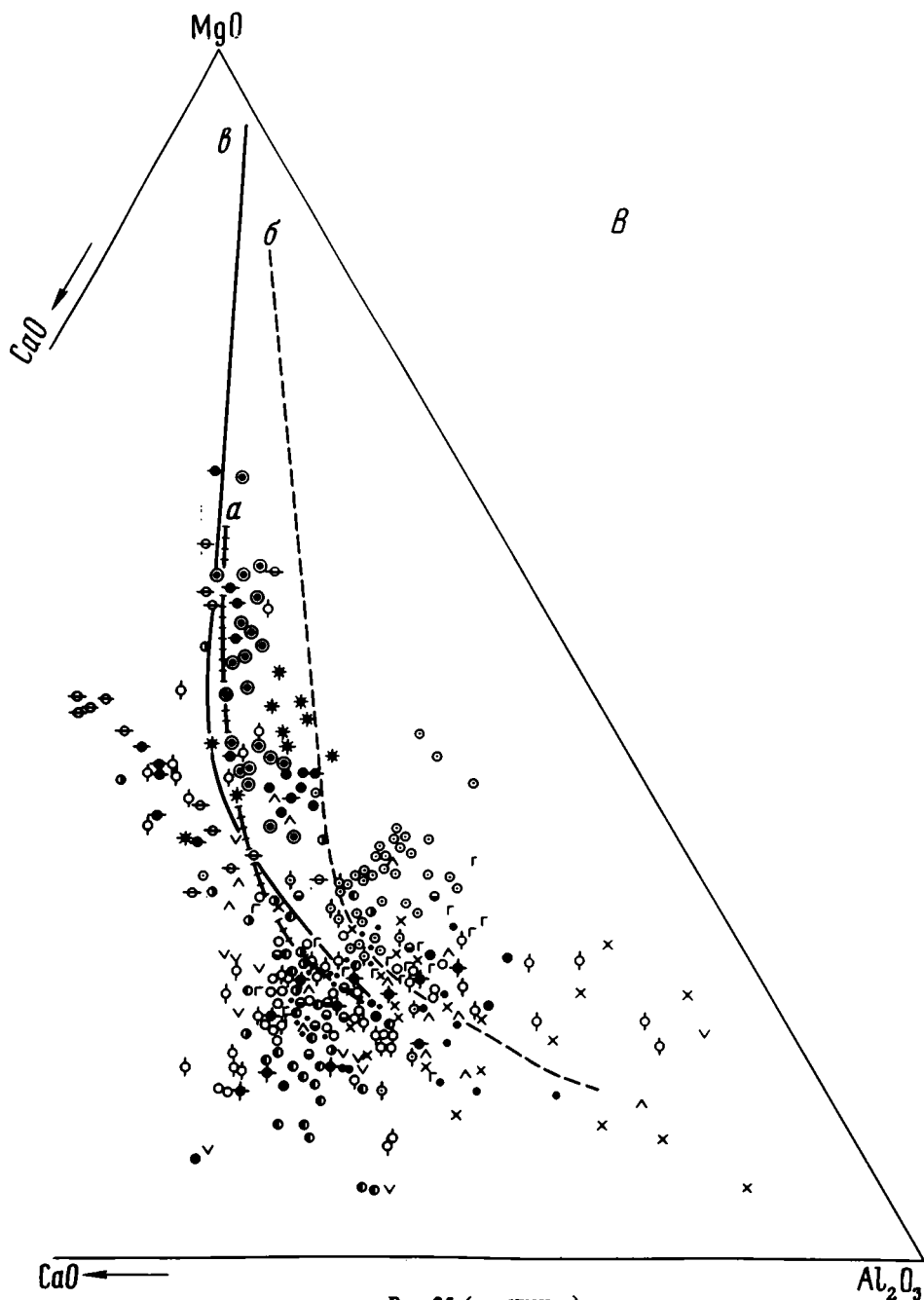


Рис. 25 (окончание)

Кластерный анализ выявил два основных типа раннедокембрийских базальтов. Они различаются по содержанию  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и нормативного кварца. Первый тип — гиперстеновые толеиты, второй — кварцевые толеиты.

Базальтовые коматиты, выделенные М. и Р. Вильюнами [Viljoen, Viljoen, 1969], нередко описываются как уникальный тип пород, свойственный только раннему докембрию. Д. Вильямс, сравнивая коматиты Южной Африки и Западной Австралии

[Williams, 1972], показал, однако, что им присуща широкая дисперсия отношений  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . По его мнению, это позволяет относить коматиты к группе высокомагнезиальных базальтов, которые известны не только в раннем докембрии, но и в составе вулканогенных ассоциаций фанерозоя, например в рифтовых зонах Баффиновой Земли [Clarke, 1970] и Исландии. На диаграмме AFM они образуют одно поле с коматитами Барбертона.

Обычно составной частью толщ зеленокаменных поясов являются и кислые вулканы, особенно их пирокластические образования. Значение этих пород заметно возрастает в верхней части разрезов, в связи с чем Г. Уилсон и М. Моррис [Wilson, Morriss, 1977] предлагают даже выделить их в особую верхнюю формацию. Но кислая пирокластика присутствует во всех частях разреза, образуя верхние компоненты вулканических циклов. В отличие от основных вулканитов кислые эффузивы неравномерно распределяются по площади и в каждом поясе в пределах одного и того же стратиграфического уровня встречаются в виде коротких лавовых покровов и линзовидных залежей пирокластических продуктов. Для них типична резкая смена по латерали субазальных фаций субаквальными и глубоководными [Walker, 1976]. Многие авторы совершенно справедливо полагают поэтому, что формирование этой части разреза зеленокаменных поясов связано с деятельностью вулканов центрального типа [Hallberg, 1972, 1978; Gee et al., 1976]. Интерпретация этих данных нередко приводит геологов к заключению о том, что подобные геодинамические ситуации аналогичны обстановкам современных островных дуг. Представления о принадлежности зеленокаменных поясов раннего докембрия к палеоаналогам островных дуг получило сейчас очень широкое распространение. Однако многие данные таким представлениям противоречат.

Предполагается, например, что состав лав зеленокаменных поясов отвечает известково-щелочной серии, которая действительно типична для активных материковых окраин. Сравнительный анализ химизма этих пород показал, однако, что породы среднего состава, т.е. собственно андезиты, составляющие в островных дугах более 60% общего объема пород, в разрезах зеленокаменных поясов или отсутствуют, или выступают как несущественный компонент этих толщ. Кислые породы зеленокаменных поясов относятся к риолитам и дацит-риолитам и вместе с базальтами нижних частей вулканических ритмов образуют единую контрастную (бимодальную) базальт-риолитовую ассоциацию. Эта ассоциация является характернейшей чертой всех известных зеленокаменных поясов независимо от времени их формирования.

В поисках аналогичных ситуаций в современных геодинамических режимах можно указать на базальт-трахит-риолитовую формацию с хорошо выраженным разрывом Дэли современных океанических островов и внутриокеанических поднятий, которая состоит из продуктов деятельности вулканов центрального типа и наращивает разрез океанической коры. Очевидное различие между сравниваемыми современными и раннедокембрийскими вулканами состоит в том, что базальты контрастной серии океанических островов являются щелочными. В раннем докембрии такие породы не возникали, что связано, по-видимому, с небольшой глубиной генерации базальтовых магм в то время. В этом можно видеть действительную специфику ранних этапов геологического развития Земли.

На диаграмме AFM (рис. 26, А) линии дифференциации базальт-риолитовой ассоциации и поля типичной известково-щелочной серии островных дуг различаются. Сильное различие обнаруживается и при сравнении составов базальтов зеленокаменных поясов и современных островных дуг. На основе кластерного анализа выделены четыре основных типа базальтов островных дуг ( $N = 1400$ ). От базальтов зеленокаменных поясов все они резко отличаются по содержанию глинозема, кальция, щелочей. Еще нагляднее это различие видно на диаграмме Готтини-Ритмана (см. рис. 26, Б).

А. Гликсон [1980, с. 277] приходит к таким выводам: "...сопоставление зеленокаменных поясов с островными дугами выявляет различия в химизме вулканических пород, в особенности толеитовых базальтов. В то время как основная масса мафических вулканитов островных дуг представлена высокоглиноземистыми толентами и из-



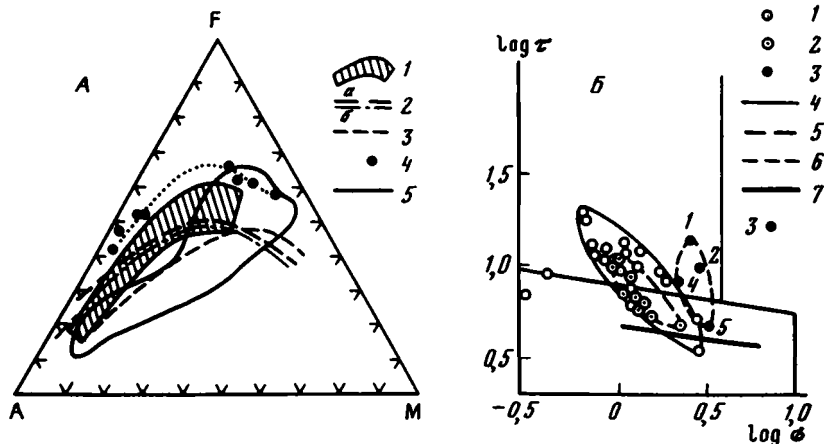


Рис. 26. Поля и тренды дифференциации вулканических серий современных островных дуг, рифтов и докембрийских зеленокаменных поясов [Грачев, Федоровский, 1980]

А — диаграмма АФМ: 1 — Курило-Камчатская зона [Эрлих, 1966], 2 — дифференцирующая серия: а — хр. Удокан, Байкальский рифт [Грачев, Федоровский, 1980], б — Азорские острова [White et al., 1979], 3–5 — зеленокаменные пояса: 3 — Булавайо и Кве Кве [Hawkesworth, O'Nions, 1977], 4 — Рейни Лейк, Канада (серия киватин), 5 — Вермиллион, Миннесота [Goldich, Peterman, 1978].

Б — диаграмма Готтини-Ритмана: 1 — средние составы лав докембрия, 2 — средние составы лав (оливин-гиперстеновые и кварцевые толенты) и закалочных стекол базальтов океанического дна, 3 — средние составы основных типов базальтов современных островных дуг (цифры те же, что и в табл. 1 из работы [Грачев, Федоровский, 1980]), 4–6 — поля фигуративных точек средних составов базальтов раннего докембрия (4) — океанического дна (5) и современных островных дуг (6), 7 — направление дифференциации толент — щелочной базальт-гавайит [Ритман, 1975]

вестково-щелочными базальтами, большинство архейских толентов... имеет низкое до среднего содержание Al. Одновременно отношение  $Fe/(Fe+Mg)$  для толентов из архейских известково-щелочных комплексов Канады высокое или выше, чем в базальтах островных дуг. Содержания Ni, Cr, Co в архейских породах (т.е. в породах зеленокаменных поясов. — В.Ф.) в 2 или 3 раза выше, чем в базальтах островных дуг. Последняя особенность свидетельствует против процесса фракционирования оливина, который считается очень важным процессом в петрогенезисе островных дуг".

По данным К.Хауксворса и Р.О. Найонса [Hawkesworth, O'Nions, 1977], базальты зеленокаменных поясов и островных дуг резко различаются и по распространению редкоземельных и литофильных элементов. Сравнение химических анализов базальтов различных современных геодинамических режимов и докембрийских зеленокаменных поясов показало, что на кластерной дендрограмме базальты островных дуг (как примитивных, так и зрелых) образуют обособленную группу в отличие от абиссальных толентов и толентов зеленокаменных поясов раннего докембрия, составляющих другую группу [Грачев, Федоровский, 1980]. К такому же выводу ранее пришел Т. Пирс [Pearce, 1977], по данным которого вулканы архейских зеленокаменных поясов отличаются и от островодужных, и от орогенных вулканитов.

Сходству вулканизов зеленокаменных поясов и островных дуг противоречит и отсутствие в пределах зеленокаменных поясов поперечной зональности, столь характерной для вулканизма современных и ископаемых островных дуг. По мнению А.Гликсона [1980, с. 278], "структурные построения также указывают на фундаментальные различия... между зеленокаменными поясами и островными дугами". Этот автор подчеркивает неприменимость предполагавшегося Ф. Баркером и З. Питерманом [Barker, Peterman, 1974] варианта объяснения бимодальных вулканических комплексов зеленокаменных поясов как результата "частичного плавления коры основного состава, погружающейся в зоне субдукции... Такой механизм должен был бы привести к образованию вулканических циклов от кислых к основным лавам, в то время как в циклах

зеленокаменных поясов наблюдается обратная последовательность: от основных к кислым" [Гликсон, 1980, с. 279].

Таким образом, суммируя имеющиеся материалы, мы приходим к выводу о том, что вулканизм зеленокаменных поясов докембрия и фанерозойских (в том числе современных) островных дуг не сопоставим. Вместе с тем из всего приведенного материала следует сходство вулканизма зеленокаменных поясов раннего докембрия и современных рифтовых зон и областей. В первую очередь об этом свидетельствует изучение химизма вулканитов, обнаружившее одинаковый состав базальтов в древних поясах и в современных зонах растяжения<sup>1</sup>, а также участие в строении зеленокаменных поясов и материковых рифтов контрастной бимодальной толеит-риодацитов (риолитовой) вулканической серии, что, по-видимому, вообще является прерогативой процессов рифтогенеза. Кроме стиля вулканических излияний (преобладание трещинного типа) и одинакового состава вулканитов, формирующихся в условиях растяжения коры, комплексам древних зеленокаменных поясов и фанерозойских рифтовых зон свойственны близкие комплексы осадочных формаций, одинаковая последовательность в разрезе осадочных и вулканических пород, циклическое строение самих разрезов, значительные мощности толщ.

Отдавая предпочтение рифтовой модели происхождения зеленокаменных поясов, нужно предостеречь от упрощенного и прямолинейного понимания такого вывода. Подчеркнем, что в данном случае речь идет только о способе заложения зеленокаменных поясов. Именно ему и приписывается режим рифтогенеза. Было бы неверно распространять этот вывод на всю историю развития этих структур. Совершенно ясно, что во время метаморфизма и складчатости, составляющих вторую половину истории развития поясов, никаких признаков рифтогенеза уже не обнаруживается. Тогда господствовал геодинамический режим сжатия.

В заключение можно попытаться дать определение зеленокаменным поясам. Зеленокаменные пояса — это структуры раннедокембрийской литосферы, заложение которых происходило в условиях растяжения земной коры (рифтогенеза); они образуют единые геодинамические системы с гранито-гнейсовыми куполами, которые развивались по периферии поясов в прилегающих сегментах протокрыши [Грачев, Федоровский, 1984].

Проблема связи поясов с куполами требует отдельного рассмотрения. Но прежде чем обратиться к ней, нужно закончить со стратифицированными осадочными образованиями, связанными с толщами поясов латеральными и вертикальными соотношениями. Целесообразно обсудить вопрос о их структуре на примере Байкальской горной области.

#### ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ — СТРУКТУРЫ КРАЕВЫХ ЗОН ПРОТОКОНТИНЕНТОВ

К какому типу структур принадлежат бассейны накопления мощных осадочных серий, развитых на периферии Главного (Байкало-Витимского) зеленокаменного пояса? Как было показано в предыдущих главах, эти серии в целом одновозрастны толщам муйского комплекса зеленокаменного пояса и образуют с ними единый формационный ряд.

Уже в самом начале раннего протерозоя в Восточной Сибири вследствие процессов тектонического раскрытия контрастно вырисовывается новая система тектонических неоднородностей. Созданный до этого сегмент гранулит-базитового слоя расчленяется Главным зеленокаменным поясом. В осевой части последнего формируется кора симаического типа. В прилегающей зоне гранулит-базитового сегмента, рассеченной многочисленными рифтами-сателлитами первого этапа тектонического раскрытия, и происходило накопление нижнепротерозойских осадочных серий. Питающие провинции этих осадочных бассейнов находились на еще большем удалении от Главного зеленокаменно-

<sup>1</sup> Имеется в виду сходство базальтов зеленокаменных поясов и абиссальных толеитов океанов.

го пояса, в глубинных регионах современной Восточной Сибири. Там располагалась область суши, палеоматерика.

Возникла, таким образом, геодинамическая обстановка, напоминающая современную систему океан—континент в варианте с пассивной континентальной окраиной. Отличия между раннепротерозойской и современной системами были, конечно, еще очень велики. Так, например, в зоне максимального тектонического раскрытия, в осевой части Главного зеленокаменного пояса, хотя и формируется призма симатической коры, размеры возникшего древнего "океана" (если вообще его можно так называть) были относительно малы и на порядок отличались от современных структур такого типа. В свою очередь, материковый массив, примыкавший к этому "океану", резко отличался от своих современных аналогов тем, что он еще не обладал зрелой континентальной корой с "гранитным" слоем. Такие древние материковые массивы предлагается называть протоконтинентами [Лейтес, Федоровский, 1978, с. 169].

В раннем протерозое, судя по имеющимся геологическим материалам, морские трансгрессии охватывали только краевую зону протоконтинента Восточной Сибири. Ширина этой зоны достаточно велика — около 200 км; ее протяженность от Байкала до Охотского моря составляет не менее 2500 км. Обнаруживаются два типа обстановок накопления осадочных серий: зоны шельфов и зоны внутренних прогибов.

### **"Активные" шельфы пассивных окраин протоконтинентов (об особом типе многоэпиклиналей в раннем протерозое)**

Название звучит как парадокс, но на самом деле ситуация именно такова. Наиболее крупный осадочный бассейн такого рода располагается в Патомском нагорье. В пределах этой площади с севера на юг, т.е. по мере приближения к Главному зеленокаменному поясу, отчетливо устанавливается закономерное изменение состава и мощностей осадочных толщ тонодско-бодайбинской серии. Если на севере нагорья основное развитие получили мелководные обломочные и карбонатные породы, образующие достаточно контрастно выраженные литологически однородные пачки и горизонты, то в южной части нагорья, непосредственно примыкающей к зеленокаменному поясу Средневиетимской горной страны, они фашиально замещаются толщами флишиоидного типа, указывающими на более мелководные условия седиментации. Закономерно, с севера на юг, возрастает и мощность практически всех компонентов стратиграфического разреза. Вся осадочная серия, как было показано выше, имеет ритмичное строение: в основании мегаритмов располагаются кварциты и глиноземистые сланцы, а в средней и верхней частях — обломочные и карбонатные породы.

Можно видеть, таким образом, что в целом здесь формируется осадочный клин, обращенный своим утолщением к зеленокаменному поясу ("океану"), а тонкой частью — к палеосуше, материку. Обнаружение грабеновых фаций в основании разреза осадочных толщ (ходоканская свита), отсутствие следов вулканизма в вышележащей части разреза, снос обломочного материала со стороны палеоматерика, значительное участие карбонатных пород в строении разреза, постепенное увеличение мощностей осадков по направлению от палеосуши к палеоокеану (а правильнее — к главной зоне раскрытия), само положение осадочного клина между древним материком и "океанической" зоной — все эти и многие другие признаки позволили автору предположить, что формирование осадочных толщ тонодско-бодайбинской серии Патомского нагорья (кроме, естественно, самой нижней, ходоканской свиты) происходило в обстановке, аналогичной фанерозойским и современным шельфам и континентальным склонам [Лейтес, Федоровский, 1977, 1978; Тектоника Северной Евразии, 1980].

Материалы, приведенные в первой части работы, свидетельствуют о достаточно сложном рельефе поверхности фундамента, на котором отлагались толщи шельфового типа. Здесь обнаруживается система прогибов и поднятий, разделявших эти прогибы. При

этом мощность отложений в прогибах оказывается значительно больше их мощности на соседних поднятиях. Интересно, однако, что независимо от этого устойчиво выдерживается общая тенденция нарастания мощностей отложений по мере приближения к главной рифтовой структуре: чем южнее расположен очередной частный прогиб, тем больше в нем мощность тонодско-бодайбинской серии по сравнению с более северным прогибом. Точно так же изменяются мощности отложений в соседних поднятиях. Таким образом, примененный вначале термин "осадочный клин" характеризует палеотектонический профиль бассейна только в самом общем виде. Он действительно выглядит так, если его изобразить в мелком масштабе. Увеличение масштаба изображения показывает, что строение шельфовой зоны неоднородно.

Причины формирования сложного рельефа фундамента в зоне шельфа становятся ясными при анализе стратиграфических разрезов толщ нижнего протерозоя. В основании тонодско-бодайбинской серии Патомского нагорья обычно обнаруживается специфическая ходоканская свита, в строении которой наряду с осадочными породами участвуют основные и кислые вулканиты и их туфы. Иногда вулканический материал устанавливается и несколько выше по разрезу (межжежевская свита), но в целом проявления вулканизма для средней и верхней частей разреза тонодско-бодайбинской серии не характерны. Формирование вулканогенно-осадочного компонента серии, т.е. главным образом ходоканской свиты, происходило в режиме рифтогенеза [Грачев, Федоровский, 1980]. Многочисленные рифтогенные зеленокаменные пояса первого этапа тектонического раскрытия и определили достаточно сложную структуру фундамента, на котором накапливались затем толщи шельфа. По существу рисунок рельефа этого фундамента отражает расположение системы грабенов (рифтов), наложенных на древний пенеплен.

В процессе последовавшего затем шельфового осадконакопления погребенные рифтовые зоны первого этапа тектонического раскрытия оказываются и зонами относительно глубокого погружения по сравнению с разделявшими их площадями, которые в палеорельефе шельфа выступают теперь как подводные поднятия. Нужно отметить, что даже после того, как раскрытие здесь прекратилось, тенденция к опусканию в участках развития рифтогенных фаций первого этапа сохраняется на протяжении всей последующей истории шельфового осадконакопления.

Конседиментационный характер прогибов, в которых происходило накопление обломочных и карбонатных пород шельфа, документируется многими данными. Реставрация ("выпрямление") складчатой структуры шельфовых толщ позволяет убедиться в том, что над погребенными рифтовыми зонами в чехле, перекрывающем эти зоны, формировались более мощные призмы осадков, образующие структуры типа синеклиз. Над межрифтовыми блоками фундамента шельфовые комплексы имеют между тем меньшую мощность, а структуры, образованные ими, напоминают антеклизы. Это явление можно объяснить изостатическим эффектом: локализация в рифтовых зонах тяжелых пород (базальты, габбро) уже обеспечивала возникновение неоднородности в существовавшей до того коре и должна была выразиться в более интенсивном погружении таких участков.

Подобный тектонически расчлененный характер шельфовых зон присущ и более молодым, фанерозойским (в том числе и современным), пассивным континентальным окраинам [Гудвин, 1979; Уильямс, Стивенс, 1979; Шеридан, 1979; и др.], что делает сходство с ними древних шельфов еще более очевидным.

Вместе с тем при сравнении раннепротерозойских и фанерозойских шельфовых зон мы сталкиваемся с определенными трудностями. Нельзя не видеть, что рассматриваемые здесь зоны древних шельфов сильно отличаются от своих фанерозойских аналогов по типу фундамента, на котором накапливались осадочные серии. Действительно, фанерозойские шельфовые комплексы, хотя они латерально и связаны с глубководными океаническими формациями, составляющими кору океанического типа, сами, как правило, располагаются на более древней континентальной коре. Это по су-

шеству и обеспечивает тектоническую и эндогенную "пассивность" фанерозойских шельфов.

Совсем другая картина обнаруживается при изучении раннепротерозойских шельфовых зон Байкальской горной области. Их фундаментом, как мы видели, служит специфический гранулит-базитовый слой, т.е. такой тип земной коры, который еще не достиг достаточной степени зрелости, "континентальности", свойственной фундаменту большинства фанерозойских шельфовых зон. Тектоническая и эндогенная активность гранулит-базитового фундамента очень велика. Подробно этот вопрос рассматривается ниже. Сейчас отметим лишь, что очевидное отличие древних шельфовых зон от фанерозойского эталона шельфов по типу фундамента не является чем-то уникальным.

Новый аспект в проблему шельфов внесла работа М.С. Маркова, Ю.М. Пушаровского и С.М. Тильмана [1978]. На примере шельфов восточноарктических и дальневосточных морей авторы предполагают выделять в зависимости от состояния земной коры пассивные и подвижные шельфы. "Пассивные шельфы обладают плитной структурой, основание которой представлено сформированной континентальной корой. Подвижные шельфы с более или менее контрастными структурными формами приурочены к приокеаническим зонам, где еще продолжается геосинклинальный процесс" [Марков и др., 1978, с. 25]. При этом авторы полагают, что эти два типа шельфов отличаются и по структурным формам, и по геологическим формациям, и по строению земной коры; утолщенная кора характерна для пассивных шельфов, утоненная — для подвижных.

Подобные попытки классификации шельфов в зависимости от типа коры, на которой они развиваются, представляются очень перспективными. Необходимость анализа в этом направлении особенно очевидна на примере шельфовых зон раннего протерозоя. Действительно, комплексы шельфов были охвачены здесь многоэтапными пластическими деформациями, генерированными интенсивным тангенциальным сжатием и мощным проявлением процессов гранитного куполообразования. В результате возник сложный ансамбль изоклинальных складчатых форм, а в зонах шарьирования аллохтонных пластин — нагромождение пакетов изоклинальных складок. В толщах древних шельфов чрезвычайно контрастно проявлен региональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа, достигавший в максимуме амфиболитовой фации. Очень широкое развитие получили синметаморфические и постметаморфические гранитоиды. Все эти события, кардинально изменившие первоначально простую структуру шельфовых зон, были вызваны неустойчивостью их фундамента. Ниже будет показано, что главное свойство гранулит-базитовой протокры — это способность ее к дальнейшему развитию при возникновении таких геодинамических ситуаций, когда резкие изменения интенсивности теплового потока и мантийного флюидного режима нарушают неустойчивое равновесие гранулитовых систем и "включают" механизм превращений, итогом которых является преобразование гранулит-базитового слоя в зрелую кору континентального типа. Все эти превращения сопровождаются процессами тектонического сжатия, метаморфизмом, гранитизацией, захватывающими не только гранулит-базитовый фундамент шельфовых серий, но и сами эти шельфовые толщи. Пример Байкальской горной области иллюстрирует эти события во всем их многообразии.

В итоге оказывается, что в отличие от фанерозойских геодинамических обстановок, где шельфы пассивны, а конструкция континентальной коры происходит в пределах активных окраин континентов, в раннем протерозое процессы формирования континентальной коры наиболее интенсивно происходили как раз в шельфовых зонах. Именно здесь формируется гранитно-метаморфический слой.

Отсутствие сформированной континентальной коры в фундаменте раннепротерозойских шельфов Байкальской горной области как будто позволяет относить их к категории "подвижных шельфов", впервые выделенных М.С. Марковым, Ю.М. Пушаровским и М.С. Тильманом [1978]. Вместе с тем обнаруживаются и особенности, препятствующие такому прямому сравнению. Так, комплексы раннепротерозойских шельфов завершают свое развитие, приобретая свойства гранитно-метаморфического слоя. Таким образом, они входят в состав новообразованной континентальной коры

в качестве одного из компонентов ее "гранитного" слоя. Интересно, что в дальнейшей геологической истории они уже сами выступают в качестве фундамента более молодых платформенных чехлов или пассивных шельфов. Фундамент современных "подвижных шельфов" качественно иной, и поэтому нужно ожидать, что формирование континентальной коры будет происходить здесь по-иному. Это является, как мне кажется, достаточным основанием для выделения в составе группы подвижных шельфов специального подразделения этих структур — активных шельфов — с фундаментом в виде гранулит-базитовой протокры. Гравитационная и термодинамическая неустойчивость гранулитов настолько велика, что древние шельфовые зоны (и их фундамент, и собственно шельфовый чехол) были "обречены" на интенсивное преобразование в кору континентального типа. Это — в самом деле активные шельфы пассивных окраин протоконтинентов.

В охарактеризованной ситуации можно видеть одну из важных сторон специфики тектогенеза раннего докембрия. Действительно, при попытках сравнения геодинамических обстановок докембрия севера Байкальской горной области с фанерозойскими ситуациями и описания их в системе терминов геосинклинальной теории прежде всего напрашивается аналогия с миогеосинклинальными зонами фанерозойских геосинклинальных систем. Формационное сходство здесь на самом деле очень велико, а присутствие примыкающей с юга вулканической эвгеосинклинальной зоны еще более укрепляет уверенность в справедливости такой интерпретации. Вместе с тем совершенно феноменальные масштабы активности нашей "миогеосинклинали" (мощный метаморфизм миогеосинклинальных толщ, гранитизация, интенсивная складчатость, гранитоидный магматизм) настолько необычны для классических амагматических структур внешних геосинклинальных зон, что если и применять эту терминологию (а это, с моей точки зрения, вполне возможно), то необходимо говорить, конечно, об особом типе миогеосинклиналей, свойственных раннему протерозою. В конечном итоге можно ожидать, что, сравнивая разновозрастные структуры этого типа, мы сможем понять и общие тенденции эволюции самих геосинклинальных систем в течение геологического времени.

### Внутренние прогибы

Тыловая часть шельфа оконтуривается зоной поднятий Патомского нагорья. Анализ геологических карт и других материалов показывает, однако, что еще дальше, севернее и восточнее поднятий этой зоны, вновь появляются прогибы раннепротерозойского возраста. Крупнейший из них — Кодаро-Удоканский. В современном срезе этот прогиб выглядит как изолированная структура, окруженная со всех сторон выступами кристаллического фундамента. В области сочленения хр. Кодар и Патомского нагорья картируется один из таких выступов, отделяющий Кодаро-Удоканский прогиб от зоны палеошельфа. В общей палеоструктуре он фиксируется как поднятие, что устанавливается по соответствующей смене фаций и мощностей отложений нижнего протерозоя. Анализ геологических карт (см. рис. 2, 7, 23) позволяет предполагать структурное единство Кодарской подзоны Кодаро-Удоканской зоны и той части внешней зоны Патомского нагорья, которая расположена восточнее Лонгдорского поднятия и погребена под мощным чехлом рифейских отложений.

Структурный рисунок Кодаро-Удоканского прогиба, как было показано в первой части данной работы, определяется рельефом его ложа, который был сформирован в процессе заложения системы ранних рифтогенных зеленокаменных поясов. Часть поясов, погребенных под удоканской серией, на северном фланге прогиба выходит из-под удоканского чехла и картируется далеко на север, где эти пояса вновь перекрываются, но теперь уже рифейскими толщами чехла Сибирской платформы. Структура чехла здесь очень неоднородна: в поперечном профиле вырисовывается глубокий Березовский прогиб с характерными для него большими мощностями осадочных толщ, собранных в систему специфических складчатых структур. Совпадение ориентировки зеленокаменных прогибов и рифейского про-

гиба заставляет предполагать присутствие трогового комплекса и удоканской серии в фундаменте Березовского прогиба. Еще далее на севере, в районе р. Большой Патом (правобережье р. Лены), рифейский прогиб резко изгибается, обрисовывая внешний контур Байкало-Патомской складчатой дуги, и прослеживается отсюда еще на 1000 км на юго-запад. Как и на восточном фланге дуги, здесь отмечаются резкие градиенты мощностей и фациальные изменения осадочных толщ. В Западном Прибайкалье, где из-под рифейского чехла выступают архейские и нижнепротерозойские комплексы его фундамента, картируется, как было показано, Сарминский зеленокаменный пояс. Точно так же, как в Кодаро-Удоканском регионе, ось этого пояса совпадает с осью рифейского прогиба. Таким образом, прослеживая в современном срезе контуры глубокого прогиба с большими мощностями рифейских отложений<sup>1</sup>, можно достаточно уверенно предполагать существование в его фундаменте и очень крупного зеленокаменного пояса. Именно этот пояс и контролировал размещение в раннем протерозое внутренних прогибов типа Кодаро-Удоканского.

В структуре протоконтинента Восточной Сибири Сарминский пояс занимает отчетливо внутреннее положение. Он почти параллелен Главному зеленокаменному поясу, но, по-видимому, представляет все же его ответвление, так как на крайнем юге оба они сближены. Такое же изолированное положение, как Сарминский пояс, занимает и Кодаро-Удоканский прогиб, осадочные толщи которого перекрывают рифтогенный осадочно-вулканогенный троговый комплекс.

### ЛАТЕРАЛЬНЫЙ РЯД СТРУКТУР И ФОРМАЦИЙ

Пересмотр возраста зонально метаморфизованных толщ нескольких регионов Байкальской горной области, ставший необходимым в результате проведенных исследований, стимулировал попытки поиска латеральных соотношений различных серий и свит, находившихся, как предполагалось ранее, в вертикальных, стратиграфических, соотношениях, но оказавшихся теперь одновозрастными. Анализ таких данных приведен в первой части работы. Совершенно очевидно при этом, что разнообразные в формационном отношении зонально метаморфизованные толщи различных регионов севера и запада Байкальской области оказались связанными между собой общими тенденциями фациальных изменений. Они составляют единый латеральный ряд структур и формаций, реставрация которого позволяет представить палеотектонические и палеогеографические обстановки в раннем протерозое этой обширной территории.

В глубинных районах Сибирской платформы, под ее чехлом, широкое развитие получили гранулитовые комплексы архея. Здесь почти неизвестны нижнепротерозойские толщи и граниты, и, по-видимому, можно полагать, что там в это время располагалась суша. Следующая к югу зона характеризуется появлением крупных и протяженных зеленокаменных поясов с "насаженными" на них изолированными осадочными бассейнами раннего протерозоя типа Кодаро-Удоканского (см. рис. 22). Затем следует зона внутренних поднятий, отделявших внутренние прогибы от шельфовой зоны. Поднятия были подводными; на них устанавливаются хотя и сокращенные, но достаточно полные разрезы морских отложений. Еще южнее располагалась зона палеошельфа. В фундаменте ее ложа мы вновь встречаем многочисленные зеленокаменные пояса раннего этапа тектонического раскрытия. Частота, группировка и ориентировка поясов, как мы убедились, целиком определяют не только структуру ложа шельфа — его прогибы и поднятия — но и структуру осадочных толщ всей шельфовой зоны. При дальнейшем продвижении на юг пересекаем очень крупное, но не непрерывное поднятие, которое отделяло палеошельф от Главного зеленокаменного пояса. В отдельных районах (бассейн р. Олоkit) толщи палеошельфа непосредственно соприкасаются в современном срезе с вулканогенно-осадочными серия-

<sup>1</sup> По-видимому, это типичный авлакоген.

ми Главного пояса. В его осевой рифтовой зоне на последнем этапе раскрытия формировалась кора "океанического" типа.

Как было показано выше, латеральные соотношения всех этих структур и образующих их толщ установлены теперь достаточно надежно, и это позволяет реставрировать полный латеральный ряд структур и формаций раннего протерозоя. Здесь оказываются налицо признаки раскрывающегося в режиме рифтогенеза пространства и примыкающей к нему пассивной окраины протоконтинента. Но это, естественно, лишь северная половина древней системы протоконтинент—протоокеан. Встает, конечно, вопрос о строении ее южной части. Собственные исследования здесь не проводились, а анализ литературных материалов встречается с объективными трудностями. Ясно лишь, что очень крупный сегмент протокры, сравнимый с Восточно-Сибирским (или Алданским), находится далеко на юге и образует основание древней Китайской платформы. Пространство между Восточно-Сибирским и Китайским протоконтинентами занято геосинклинальными зонами каледонид, герцинид и самой южной зоной, где формирование континентальной коры закончилось к середине триаса [Тектоника Северной Евразии, 1980]. Все эти зоны заключают многочисленные крупные фрагменты (микроконтиненты) дорифейской континентальной коры, и поэтому можно предположить, что в раннем протерозое здесь повсеместно существовала кора именно такого типа, расчлененная впоследствии фанерозойскими рифтами и океаническими пространствами. Если это так, то можно думать, что южная граница Главного зеленокаменного пояса маркируется выходами фрагментов дорифейской континентальной коры в Северном Забайкалье, где присутствуют шельфовые комплексы этого возраста, обнаженные в хребтах, примыкающих к впадинам Байкальской рифтовой системы.

В целом выясняется, что повсеместно в основании осадочных серий как внутренних прогибов, так и шельфовых областей присутствуют рифтогенные зоны (зеленокаменные пояса) ранних этапов тектонического раскрытия (см. рис. 22). К этим участкам, как указывалось, в структуре осадочных чехлов нижнего протерозоя приурочены зоны резких изменений фаций и мощностей отложений, их градиентов. И, таким образом, структурный рисунок краевых зон протоконтинентов в целом оказывается "заданным" процессом рифтогенеза.

Роль зеленокаменных поясов этим не ограничивается. Отчетливо просматривается и другая их особенность: пояса контролируют распределение зон метаморфизма и гранитизации. Следовательно, принимая модель рифтогенного происхождения зеленокаменных поясов, мы неизбежно приходим к выводу о том, что процесс рифтогенеза каким-то образом "включает" механизмы формирования "гранитного" слоя земной коры. Это и понятно, так как и метаморфизм, и гранитизация принадлежат к числу ведущих факторов континентального породообразования.

## ГЛАВА ВТОРАЯ

### СТАНОВЛЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

В истории раннего, или дорифейского, докембрия общепринятым стало выделение двух главных мегахронов — архейского и раннепротерозойского. Представления разных авторов о их границе не всегда совпадают, но в самом существовании таких эпох нет сомнений. Материалы по геологии дорифейского докембрия Байкальской горной области свидетельствуют об очень больших масштабах процессов метаморфизма и гранитизации, происходящих здесь в течение раннего протерозоя. Характерно, что именно в это время архейский кристаллический фундамент испытал интенсивную повторную переработку, завершившуюся обособлением мощного "гранитного" слоя. Очевидный факт формирования значительной части объема "гранитного" слоя континентальной коры за счет преобразования гранулит-базитового слоя сам по себе указывает на то,



что в архее зрелая континентальная кора здесь отсутствовала. Естественно поэтому, что при разработке модели становления континентальной коры нас больше всего будет интересовать раннепротерозойский этап. Вместе с тем нельзя уйти от обсуждения вопроса о том, каковы были результаты тектогенеза и корообразующих процессов на раннем, архейском, этапе и каким был фундамент тех нижнепротерозойских комплексов, которые занимают огромные площади на юге Восточной Сибири.

### РАННИЙ ЭТАП (АРХЕЙСКАЯ ПРОТОКОРА)

Признаки формирования сиалической оболочки обнаруживаются уже на самых ранних этапах развития Земли. Это хорошо известные в фундаменте древних платформ комплексы так называемых "серых гнейсов", разнообразные глубоко метаморфизованные (главным образом в гранулитовой фации) кристаллические серии, анортозиты, чарнокит-эндербитовые комплексы. Означает ли это, однако, что континентальная кора была создана уже в глубоком архее?

Исследователи давно обращают внимание на исключительно большие, глобальные масштабы гранитизации, проявленной не в начале, а в конце раннего докембрия — в позднем архее и раннем протерозое. Эмпирически установлено, что в процессы позднеархейской и раннепротерозойской гранитизации вовлекаются главным образом не столько собственно нижнепротерозойские или верхнеархейские стратифицированные толщи, сколько более древние, нижнеархейские, кристаллические образования, составлявшие фундамент нижнепротерозойских и верхнеархейских толщ. Это обстоятельство, по-видимому, объективно указывает на неустойчивость раннеархейской коры сиалического профиля и на ее способность к дальнейшему развитию по пути окончательной стабилизации. Таким образом, дорифейская континентальная кора современных материков оказывается гетерогенной: она включает участки или области древнейшей — раннеархейской — протокры, а также такие области, где эта протокры была интенсивно переработана во второй половине раннего докембрия. Именно это последнее событие и привело к формированию и обособлению контрастно выраженных "гранитного" и "базальтового" слоев в структуре земной коры и ее окончательной стабилизации. Только такие сегменты, по-видимому, и должны рассматриваться как представители зрелой континентальной коры. Ресурсы ее дальнейшего развития в этом направлении оказались практически исчерпанными. Это коренным образом отличает зрелую континентальную кору от древнейшей протокры, блоки которой подвергались интенсивной переработке и в фанерозое — в тех случаях, когда возникали соответствующие геодинамические ситуации.

На отсутствие признаков былого существования зрелой континентальной коры с мощным "гранитным" и "базальтовым" слоями в основании нижнепротерозойских и верхнеархейских складчатых комплексов указывают многие авторы. К.О. Кратц и Ф.П. Митрофанов [1980], например, хотя и отстаивают взгляды о первоначально сиалическом профиле древнейшей коры материков, подчеркивают ее "маломощный и сравнительно нестабильный" характер. Дж. Саттон [Sutton, 1977] полагает, что во второй половине раннего докембрия 75% раннеархейской протокры подверглось переработке, гранитизации и стабилизации, а до этого времени протокры не была консолидирована. А. Кренер [Kröner, 1977], обсуждая модель формирования африканских зеленокаменных поясов раннего докембрия, также исходит из представлений о древнейшей тонкой сиалической коре, утолщение и консолидация которой сопровождалась внедрением гранитов уже во второй половине раннего докембрия. При этом почти половину площади Африки А. Кренер рассматривает как зоны омоложения эбурнейского цикла (около 2,0 млрд. лет). Г.А. Кейльман и С.Г. Паняк [1979] выделяют несколько стадий формирования "гранитного" слоя, причем от стадии к стадии, по их представлениям, степень стабилизации коры нарастает, количество гранитоидов увеличивается, геохимический профиль метаморфических реакций изменяется, а в качестве главного источника вещества при формировании "гранитного" слоя рассматриваются породы протокры.

М.З. Глуховский, В.М. Моралев и М.И. Кузьмин [1977] привели характеристику химических и физических особенностей древнейших кристаллических сланцев Алданского кристаллического массива и Становой зоны. По их данным, в основании видимых разрезов повсеместно присутствуют первично магматические породы основного и ультраосновного состава, обладающие высокой плотностью ( $2,95-3,5 \text{ г/см}^3$ ) и скоростью прохождения продольных волн ( $6,36-7,2 \text{ км/с}$ ). Авторы выделяют протоофиолитовую ассоциацию, состоящую из гипербазитов, базитов и подчиненных осадочных пород. В составе ассоциации значительное место принадлежит коматитам, что наряду со сходством разрезов сближает архейские кристаллические комплексы щита с образованиями зеленокаменных поясов. С другой стороны, сравнение петрохимических характеристик базальтоидов Алданского щита с толеитовыми базальтами современных океанов показывает их очень большое сходство, почти идентичность. М.З. Глуховский и соавторы [1977] отмечают также достаточно заметное сходство метабазитов щита с лунными базальтами, от которых они отличаются лишь меньшими содержаниями титана, железа, хрома и некоторых других компонентов.

К выводу о существенно базитовом составе архейских толщ и первоначально специфических условиях их формирования приводят результаты исследований многих авторов. Л.И. Салоп [1973] отмечает повышенную температуру недр и лабильность древней земной коры, исключительно высокую фациальную выдержанность архейских толщ, отсутствие признаков размываемой суши, отсутствие конгломератов, заметную роль хемогенных пород среди осадочных толщ, существование плотной горячей, насыщенной кислыми дымами атмосферы, высокую температуру морской воды, парниковый эффект у поверхности древней Земли. Отличия этого этапа от последующих настолько велики, что, по мнению автора, необходимо выделять специфическую "пермобильную" стадию развития планеты.

В.И.Шульдинер [1979, 1980] указывает на примитивный и недифференцированный характер базальтов в основании архейских разрезов (резко повышенная глиноземистость, низкая щелочность, свидетельствующие о выплавлении магм на высоких гипсометрических уровнях), высокое стояние геокзотерм, высокую концентрацию воды в атмосфере (50%). Согласно расчетам В.И.Шульдинера, химический состав древнейшей коры близок андезито-базальту. Этот автор приходит к необходимости обособления двух периодов в становлении фундамента древней Сибирской платформы. В течение раннего периода (зогей) происходит формирование вещества первичной коры или континентальной протокры, отличавшейся гравитационной неравновесностью. Поздний этап (протогей) завершается тектонической стабилизацией протокры и формированием двухслойной континентальной коры. А.М. Лейтес и В.С. Федоровский [1977, 1978] выделяют ранний и поздний этапы становления первой континентальной коры. Ранний этап, закончившийся к рубежу 3 млрд. лет, отвечает времени становления протометаморфического слоя или незрелой коры континентального типа; поздний этап, завершение которого относится к концу раннего протерозоя, сопровождается структурным и вещественным преобразованием протометаморфического слоя и его оболочки в зрелую континентальную кору.

О существовании основном составе архейских комплексов свидетельствуют и петрологические особенности архейской гранитизации, достаточно широко проявленной в отдельных регионах. Д.С. Коржинский [1952], С.П. Кориковский [1967] и другие петрологи показали, что кислотно-основное взаимодействие играло решающую роль при образовании чарнокитов по архейским породам основного состава. Другими словами, само присутствие среди архейских комплексов чарнокитов (повышенная активность щелочей) является прямым индикатором существования пород, богатых сильными основаниями ( $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ), подвергшихся затем гранитизации [Кориковский, 1967].

Таким образом, в определении типа раннеархейской земной коры существуют противоречия и трудности, преодолеть которые непросто. Многие данные свидетельствуют о том, что это был своеобразный и, по-видимому, первый в геологической истории рас-

смаатриваемых регионов метаморфический или протометаморфический слой [Лейтес, Федоровский, 1977, 1978], который Б.Г. Лутц [1975] удачно называет гранулит-базитовым.

Если обратиться к материалам, приведенным в первой части этой работы, то можно убедиться, что на территории Байкальской горной области мощный и контрастно выраженный "гранитный" слой возник только к концу раннего протерозоя. Этот вывод, естественно, должен быть распространен и на гораздо более обширную территорию всей Восточной Сибири. Такой же результат дает и синтез материалов по докембрию фундамента Восточно-Европейской платформы [Тектоника Северной Евразии, 1980]. Следовательно, если попытаться снять эффект наложенных раннепротерозойских процессов, приведших к формированию "гранитного" слоя, то окажется, что к началу накопления супракrustальных толщ позднего этапа земная кора в пределах интересующих нас регионов Сибири, а также на гораздо большей площади, охватывающей фундамент всей Сибирской платформы, была представлена только гранулит-базитовым слоем. В структуре этой коры "гранитный" слой отсутствовал, и такая кора не может быть причислена к континентальной коре полного профиля.

Вместе с тем гранулит-базитовый слой, несмотря на свою специфику, все же является продуктом процессов континентального корообразования. Это следует, в частности, из результатов сравнения составов гранулит-базитового и гранитного (гранитно-метаморфического) слоев с составом мантийного гранатового перидотита [Лутц, 1975]. На графиках (рис. 27) хорошо видны одинаковые тенденции, присущие гранулит-базитовому и гранитному слоям, резко отличающие их от мантийного материала. Оба слоя, т.е. континентальная кора в целом, сильно обогащены щелочными, щелочно-земельными, редкоземельными и радиоактивными элементами и умеренно — алюминием, кальцием, титаном, цирконием, гафнием, ниобием. Следовательно, можно прийти к выводу о том, что и гранитный, и гранулит-базитовый слой своим возникновением обязаны процессам дифференциации вещества мантии, истощенной теми элементами, которые ушли на конструкцию континентальной оболочки.

Таким образом, гранулит-базитовый слой в целом можно рассматривать как субстанцию континентального типа. По сравнению со зрелой континентальной корой полного профиля, в строении "гранитного" слоя которой большое место принадлежит продуктам калиевой гранитизации и калиевым гранитам [Моссаковский, 1979], протометаморфический, или гранулит-базитовый, слой выступает как несовершенная, незрелая кора континентального типа. Целесообразно, по-видимому, рассматривать его в качестве протокры Земли. Следы ее существования обнаруживаются в пределах всех современных материков. Вместе с тем нельзя не видеть и некоторой неопределенности этого термина, так как по существу мы не знаем, на каком субстрате накапливались архейские толщ, превращенные затем в гранулиты, и какой тип земной коры предшествовал этому накоплению. Если хотя бы часть разреза гранулитовых серий была первично стратифицированной (роль осадочных и вулканических пород в строении этих комплексов, по-видимому, достаточно велика), то какая-то кора, на которой осуществлялся седиментогенез, должна была присутствовать уже до этого. И все же применение термина "протокора" наряду с терминами "протометаморфический слой", или "гранулит-базитовый слой", кажется правильным, так как здесь имеется в виду не земная кора вообще, а именно первая кора континентального типа. В этом отношении гранулит-базитовый слой — действительно протокора.

В геодинамических ситуациях второй половины раннего докембрия гранулит-базитовые комплексы служили источниками сноса обломочного материала, который накапливался в прогибах фундамента. Иными словами, гранулит-базитовый слой, несмотря на присущие ему "базальтовые" параметры, выступает в это время как суша, материковая область или протоконтинент. Главное, что отличает протоконтинент от континентов фанерозоя с более молодой корой, — это отсутствие в структуре его земной коры "гранитного" слоя. В конечном итоге именно это и определяет специфику позднего этапа дорифейского геологического развития.

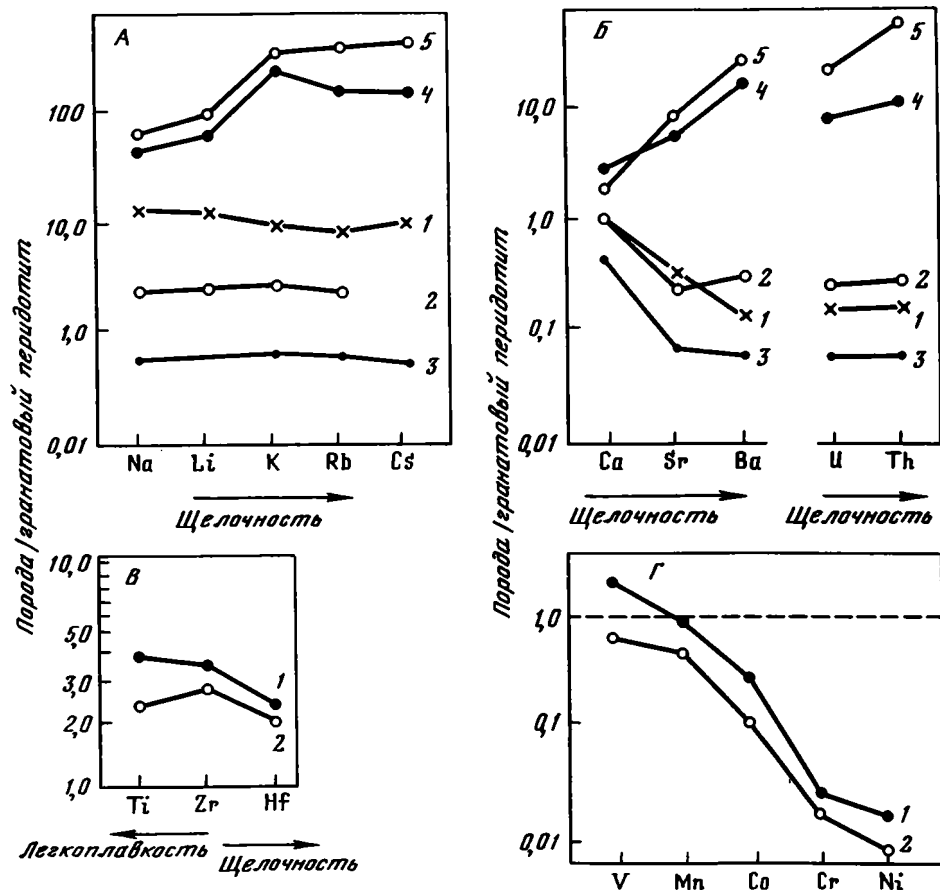


Рис. 27. Распределение химических элементов в коре и в мантии (по В.Г. Лутцу [1975])

А — нормированное распределение щелочей в мантийных и коровых породах: 1 — хондрит, 2 — шпинелевый перидотит, 3 — альпинотипный гипербазит, 4 — гранулит-базитовый слой, 5 — гранито-гнейсовый слой. Б — нормированное распределение редкоземельных и радиоактивных элементов в мантийных и коровых породах (условные обозначения см. на рис. 27, А). В — нормированное распределение титана, циркония и гафния в коре: 1 — гранулит-базитовый слой, 2 — гранито-гнейсовый слой. Г — нормированное распределение сидерофильных элементов (условные обозначения см. на рис. 27, В)

Было бы исключительно важно проследить, является ли эта особенность прерогативой только сибирского докембрия или отражает закономерности более общего, глобального характера. Обсуждение этой проблемы выходит за рамки данной работы. Хотелось бы подчеркнуть все же следующее. Сейчас становится все более очевидным, что даже в наиболее стабилизированных (консолидированных) областях раннеархейской земной коры ее верхний слой по физическим характеристикам ближе всего отвечает так называемому "диоритовому" слою. Таковы, например, области широкого развития древнейших тоналитов. Свойства "гранитного" слоя эти образования приобретают позднее, в процессе масштабного привноса калия, т.е. последующей гранитизации. В областях развития сибирского архея, где типичные тоналиты как будто не образуют таких обширных площадей, как "серые гнейсы" в фундаменте других древних платформ, основное развитие получили формационно разнообразные гранулитовые комплексы.

Земная кора этих территорий уже в раннем архее была гетерогенной. В пределах Алданского кристаллического массива, например, отчетливо выражены признаки отнесительной тектонической стабилизации. Здесь широко развиты кварциты, карбонат-

ные породы, глиноземистые кристаллосланцы, которые наряду с основными кристаллосланцами составляют разрез этой структуры. Метаморфизм пород отвечает гранулитовой фации умеренных давлений. Кроме плагиогранитов, присутствуют и архейские калиевые граниты. Вместе с тем по физическим характеристикам кора Алданского массива близка все же не к "гранитному", а к "диоритовому" слою, на что указывает широкое распространение высокоплотных пород гранулитовой фации метаморфизма, вскрытых в современном срезе. Для основных кристаллических сланцев иенгурской серии характерны "базальтовые" средние плотности — 2,82–2,86 г/см<sup>3</sup>; еще выше (вне зон гранитизации) средние плотности основных кристаллосланцев тимптонджелтулинской серии 2,90 г/см<sup>3</sup> [Гафаров и др., 1978]. Архейская гранитизация, естественно, привела к снижению плотностного фона верхней части протокры; современное поле силы тяжести здесь относительно спокойное и характеризуется значениями, промежуточными между средней плотностью "гранитного" и "диоритового" слоев. На отсутствие в Алданском сегменте зрелой континентальной коры с мощным "гранитным" слоем больше всего, пожалуй, указывает и полное отсутствие здесь позднеорогенных образований — верхних моласс, вулканоплутонических комплексов, столь характерных для областей с континентальной корой полного профиля.

В разрезе соседнего с юга Станового и других подобных ему сегментов архейской коры (в том числе и в Байкальской горной области) господствующее развитие получили кристаллические сланцы основного и ультраосновного состава. Такие породы, как кварциты или мраморы, обнаруживаются редко. Метаморфизм отвечает гранулитовой фации повышенных или значительных давлений. Относительно широкое развитие получили анортозиты, энтербиты, чарнокиты. В тектоническом отношении Становой и подобные ему сегменты отличаются меньшей степенью консолидации по сравнению с Алданским.

Физические характеристики коры Станового сегмента были близки "базальтовому" слою, а "гранитный" слой в архее здесь, по-видимому, вообще отсутствовал. Сущность позднего этапа раннего докембрия (т.е. раннего протерозоя или позднего архея + раннего протерозоя) и составляют процессы мощного преобразования гранулит-базитовой протокры, которые привели к формированию собственно "гранитного" слоя и возникновению первых в геологической истории сегментов зрелой континентальной коры "полного" профиля. Важно отметить, что в Восточной Сибири ареной таких превращений в течение позднего этапа стали главным образом сегменты слабо стабилизированной архейской протокры, в то время как сегменты ранней консолидации оказались мало затронутыми повторной гранитизацией.

Современная структура земной коры Сибирской платформы представляется, таким образом, гетерогенной: в ее центральной части обособляется очень крупный реликтовый сегмент архейской протокры переходного типа (с "диоритовым" и "базальтовым" слоями), окруженный гигантским широким кольцом более молодой — раннепротерозойской — зрелой континентальной коры с контрастно выраженными "гранитным" и "базальтовым" слоями. В составе "гранитного" слоя этой коры присутствуют как нижнепротерозойские метаморфизованные осадочные и вулканические серии и гранитоиды, так и повторно метаморфизованные и гранитизированные в раннем протерозое архейские комплексы. "Базальтовый" слой новообразованной континентальной коры представлен гранулит-базитовым слоем, не затронутым гранитизацией. Нужно заключить, следовательно, что, несмотря на очевидные признаки тектонической неоднородности, обнаруживаемой уже в раннем архее (кора сиалического и симатического профиля), настоящей зрелой континентальной коры в это время, по-видимому, нигде не существовало. Сущность позднего этапа раннего докембрия, его содержание и составляют процессы мощного преобразования гранулит-базитовой (в других регионах — тоналитовой) протокры и ее оболочки, сопровождавшиеся формированием собственно "гранитного" слоя и возникновением первых сегментов зрелой континентальной коры.

Существует много свидетельств того, что поздний этап, начало которого нужно, по видимому, относить к рубежу 2800–2500 млн. лет, отражает время решительного изменения основных параметров процессов формирования земной коры по сравнению с их параметрами в течение раннего этапа. Рассмотрим вкратце некоторые аспекты этой проблемы.

Эволюция отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морской воде может служить показателем изменения земной коры. По мнению Я. Вейзера [1980, с. 566], "увеличение количества радиогенного  $^{87}\text{Sr}$  в морской воде является функцией эволюции континентальной коры". График (рис. 28, б), заимствованный из работы Я. Вейзера и В. Компстона [Veizer, Compston, 1976], основан на изменениях изотопного состава в осадочных карбонатных породах разного возраста. Отчетливо видны внезапное возрастание отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  с рубежа примерно 2500 млн. лет назад и излом кривой, указывающий на столь же резкое уменьшение этого отношения с рубежа примерно 2000 млн. лет. Интерпретация графика очевидна: указанный интервал отражает время интенсивного выноса стронция в морскую воду из верхней мантии. Я. Вейзер указывает также, что сам по себе характер отношений изотопов стронция свидетельствует о его мантийном происхождении и что поступление стронция из былой "континентальной" коры (если предполагать существование коры такого типа) в архейские океаны было незначительным. Автор приходит к выводу о том, что "в архее континентальная кора играла только подчиненную роль" [Вейзер, 1980 с. 567], в связи с чем более предпочтительной ему представляется модель существования в архее земной коры в основном океанического или промежуточного типа.

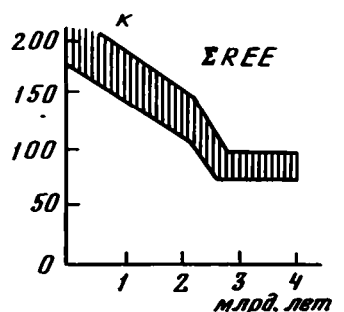
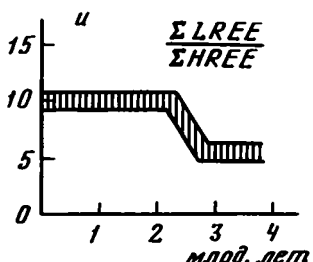
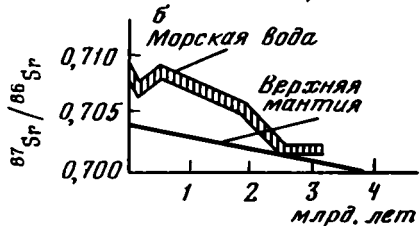
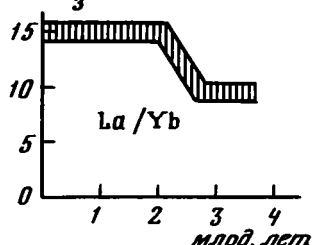
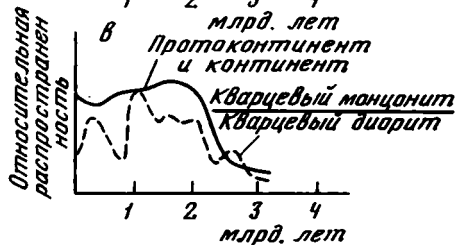
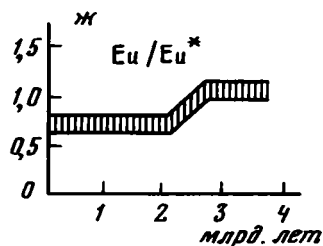
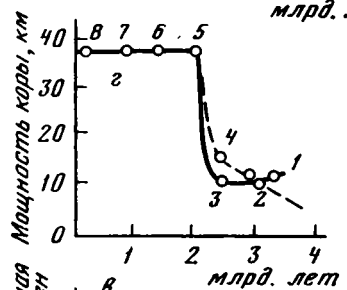
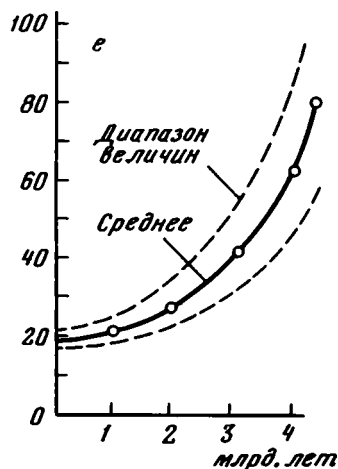
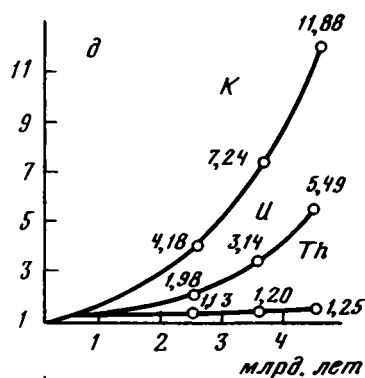
Расчеты многих авторов показывают, что рубеж около 2500 млн. лет являлся критическим в изменении химического состава земной коры. График, изображенный на рис. 28, а, иллюстрирует изменение отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  в течение геологического времени. По данным А. Энгеля и соавторов [Engel et al., 1975], из работы которых использован этот график, указанное отношение щелочей и соответственно доля континентальной коры в течение интервала 2500–2000 млн. лет резко возрастает. Вместе с тем очевидно и то, что земная кора была более основной в архее (до 2500 млн. лет) и в фанерозое, чем в раннем протерозое. Фанерозойские параметры отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  приведенного графика легко объясняются реально наблюдаемыми гигантскими масштабами формирования в это время океанической коры. Архейские параметры отношения щелочей (а это тоже "провал" на графике) могут интерпретироваться, следовательно, как указание на существенно основной состав и архейской прото-коры. А. Энгель и соавторы иллюстрируют тренды отношений щелочей и на другом графике (см. рис. 28, в), где использованы данные о распространенности и эволюции отношения кварцевых монзонитов и диоритов.

Сравнение графиков изменения отношения изотопов стронция в морской воде и изменения отношения щелочей в коре свидетельствуют об их поразительном совпадении, что вряд ли может быть случайным.

Особое значение хронологического интервала 2500–2000 млн. лет вытекает и из исследований мощности коры, результаты которых приводит С. Накви [1980]. Для оценки мощности коры им были использованы индексы геохимической полярности как показатели "глубины зарождения базальтовой магмы и продвижения ее через... кратонизированную... или нестабильную тонкую кору" [Накви, 1980, с. 303]. Закономерности, которые следуют из графика, составленного С. Накви по материалам, полученным для Индийского субконтинента (см. рис. 28, г), находятся, как видим, в полном соответствии с графиками изменения других параметров.

Все эти данные укрепляют уверенность в том, что резко возросшее на рубеже примерно 2500 млн. лет высвобождение калия отражает общую, глобальную закономерность, которую нельзя игнорировать при разработке моделей становления докембрийской земной коры. С. Накви приходит к выводу о том, что "внешняя литосфера в значительной мере, если не полностью, была гранитизирована в период 2,5–2,1 млрд.

Возрастание теплогенерации  
относительно современной



лет назад" [1980, с. 303]. Результатом быстрой кратонизации к рубежу 2,1 млрд. лет этот автор считает высокие содержания  $K_2O$  в интрузивных породах этого возраста, низкое значение в них индекса геохимической полярности, сходство континентальных базальтов, появляющихся на протяжении геологической истории после этого рубежа, по всем параметрам состава, что свидетельствует о существовании "полностью развившейся континентальной коры" [Там же, с. 303].

Аналогичный вывод следует и из построений А. Энгеля и др. [Engel et al., 1975], на графике которых, упомянувшимся выше, показана эволюция отношения кварцевый монцонит/кварцевый диорит в течение геологической истории. Авторы делают попытку оценить относительную долю континентальной коры и протокоры в это время (см. рис. 28, в). Резкий пик, указывающий на экспоненциальный рост континентальной коры в интервале 2500–2000 млн. лет, очевиден и на этом графике.

Вывод об увеличении мощности коры на рубеже около 2500 млн. лет получает подтверждение и при изучении эволюции флюидного режима Земли. Эти данные чрезвычайно важны, так как характер флюидного режима определяет специфику многих сторон процессов метаморфизма, метасоматоза и гранитизации и имеет, таким образом, непосредственное отношение к процессам континентального корообразования. Исследования, проведенные Ф.А. Летниковым [1977; Корреляция..., 1979], позволили на примере докембрийских комплексов Байкальской горной области показать, что метаморфизму гранулитовой фации архейского возраста и зональному метаморфизму амфиболитовой фации раннепротерозойского возраста свойственны различные флюидные режимы. В раннем протерозое резко нарастает процесс окисления флюидов, возрастает доля  $H_2O$ . Ф.А. Летников [1979, с. 99] полагает, что "наличие пироксенов в гранулитовых комплексах определяется не столько высоким  $T$  и  $P$ , сколько специфическим восстановительным флюидным режимом в архейское время, когда протекала интенсивная дегазация Земли, а мощность коры была еще мала для того, чтобы окислить мантийный флюид".

К сходным выводам о переломном значении рассматриваемых рубежей времени приводят и результаты изучения тепловых режимов в раннем докембрии. По данным Р. Ламберта [1980], К. Берка, Дж. Дьюи, У. Кидда [1980], В. Ли [Lee, 1967], этому времени была свойственна высокая генерация тепла, которая в 2–3 раза превышала современную. Р. Ламберт предлагает расчетные модели первичной базальтовой коры, перекрывающей богатую калием мантию, которая, в свою очередь, перекрывает мантию, обедненную калием. Расчеты показывают, что генерация тепла и достижение равновесного состояния в верхней мантии и коре происходят в интервале 3600–2600 млн. лет, т.е. завершаются непосредственно перед следующим интересующим нас интервалом — 2600–2000 млн. лет, для которого характерны заметно более низкий геотермический градиент и стабилизация континентов (Р. Ламберт определяет этот этап датами 2600–600 млн. лет).

К заключению о гораздо более интенсивном по сравнению с современным тепловом

Рис. 28. Изменение некоторых параметров в течение геологической истории

а — тренды  $K_2O/Na_2O$  для осадочных и изверженных пород [Engel et al., 1975]; б — отношение  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в морской воде (карбонатные породы) [Veizer, Compston, 1976]; в — относительная доля континентальной коры и протокоры; отношение кварцевые монцониты/кварцевые диориты и его эволюция в течение геологической истории [Engel et al., 1975]; г — утолщение коры во времени [Накин, 1980], мощность коры рассчитана по значениям индекса геохимической полярности для Индийского субконтинента: 1 — метабазальты Колар, 2 — базальтовые коматиты Холенарспур, 3 — ксенолиты амфиболитов в гнейсах Пенинсыюла, 4 — дхарварские метабазальты, 5 — протерозойские дайки, 6 — базальты Куддапах, 7 — дайки Куддапах, 8 — деканские базальты; д — изменение теплогенерации во времени для  $K$ ,  $U$ ,  $Th$  [Ламберт, 1980], восточные распады для  $U$  даны по [Jaffey et al., 1971]; е — тепло, выделившееся в результате распада  $U$ ,  $Th$ ,  $K$  в течение геологического времени [Lee, 1967; Берк и др., 1980], масштаб времени приведен к масштабу, одинаковому для всех графиков; ж — тренд европиевого отношения [Fryer et al., 1979]; з — тренд отношения  $La/Yb$  [Veizer, Jansen, 1979]; и — тренд отношения легких и тяжелых редких земель [Veizer, Jansen, 1979]; к — тренд суммы редких земель [Taylor, 1978]



потоке архейского времени приходят и многие другие авторы. По расчетам Ж. Гогеля [Gouguet, 1975], И.Д. Рябчикова, О.А. Богатикова и А.А. Бабанского [1978], тепловой поток 4 млрд. лет назад в четыре раза превышал современный. На рубеже 2,5 млрд. лет, по данным И.Д. Рябчикова и др. [1978], геотермический градиент в два раза превышал его современные значения.

Рис. 28, д, е в общем виде иллюстрирует изменения теплогенерации во времени для различных типов. Как и на остальных графиках, можно видеть, что временной рубеж около 2500 млн. лет и здесь выступает в качестве заметной границы, разделяющей тренды теплогенерации. Разумеется, при всех рассуждениях такого рода необходимо иметь в виду ограничения, связанные с недостаточной полнотой материалов по проблеме. Р. Ламберт [1980, с. 369] справедливо отмечает: "...нам предстоит пройти еще долгий путь, прежде чем мы сможем сказать, что действительно знаем достоверно градиенты архейского метаморфизма". Несмотря на указанные ограничения, сейчас как будто накоплено достаточно данных, которые однозначно указывают на то, что в результате дифференциации вещества Земли на раннем этапе формировалась протокора, которая по многим параметрам отличалась от действительно континентальной коры, впервые возникшей лишь к концу раннего докембрия.

Иллюстрацией этого вывода могут быть данные по геологии раннего докембрия юга Восточной Сибири. На обширных пространствах здесь развиты породы гранулитовой фации метаморфизма, образующие кристаллический фундамент метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных серий нижнего протерозоя. Архейский возраст гранулитов доказывается наложением на них нижнепротерозойских толщ, наложенным характером зонального метаморфизма, свойственного последним, и результатами радиометрического (изохронного) датирования. Какое место в разрезе современной континентальной коры принадлежит гранулитам? Вернемся еще раз к обсуждению этого вопроса, вскозь уже рассмотренного выше. Б.Г. Лутц [1975] предложил, на мой взгляд, наиболее удачную модель строения земной коры древней Сибирской платформы. По представлениям этого автора, "базальтовый" слой, располагающийся на континентах в средних интервалах глубин 20—40 км, находится в термодинамических условиях гранулитовой фации ( $T = 250^\circ$ ,  $P = 6-12$  кбар). По мнению Б.Г. Лутца, это означает, что метаморфические породы гранулитовой фации могут входить в состав "базальтового" слоя. Еще один источник информации — ксенолиты глубинных пород из кимберлитовых трубок. Среди ксенолитов значительное место, кроме гранулитов и заведомо мантийных пород, занимают эклогитоподобные породы и амфиболиты, обладающие "базальтовыми" плотностями и скоростями сейсмических волн. Б.Г. Лутц вслед за другими геологами полагает, что эти породы занимают самое нижнее положение в разрезе континентальной коры, образуя недифференцированный базитовый слой. Таким образом, в данной модели "базальтовый" слой континентальной коры древней платформы оказывается по существу гранулит-базитовым. Б.Г. Лутц так и предлагает его называть.

В Байкальской горной области и в Становом хребте двухслойное строение континентальной коры выражено очень отчетливо. Отметим при этом одну важную особенность: гранулит-базитовый слой имеет, как мы знаем, архейский возраст. Верхний "гранитный", или гранито-метаморфический, слой был сформирован значительно позже, т.е. после метаморфизма гранулитовой фации. Об этом свидетельствуют и данные изотопной геохронологии, и характер геологических соотношений различных комплексов "гранитного" и гранулит-базитового слоев. Если это так, то становится очевидным, что в раннем архее земная кора этой территории была представлена только гранулит-базитовым слоем, а сама модель коры того времени оказывается однослойной. Это обстоятельство коренным образом отличает континентальную кору современной структуры материка от коры "гранулитового" времени.

Нужно подчеркнуть при этом следующее. В интерпретации петрологов метаморфизм гранулитовой фации осуществляется только на больших глубинах. Барические параметры метаморфизма петрологи идентифицируют по существу с глубиной. Сог-

ласно расчетам глубина такого погружения для гранулитовой фации определяется, как уже указывалось, в 20–40 км. А.А. Маракушев [1977, с. 26] предостерегает при этом от упрощенного понимания "глубинности", нередко ошибочно отождествляемой с мощностью стратиграфического разреза. По мнению А.А. Маракушева, параметры глубинности обычно отражают результаты погружения не несмятых, а складчатых образований, мощных призм коры. Эти соображения не касаются, однако, самого представления о больших глубинах метаморфизма. Б.Г. Лутц [1975, с. 150] пишет: "Судя по параметрам метаморфизма T и P, их сопряженным вариациям и высоким значениям гидростатического давления до 12 кбар, все гранулитовое основание Сибирской платформы... было погружено на глубину 30–40 км".

Здесь возникает, однако, трудно преодолимое противоречие. В последние годы накапливается все больше данных, указывающих на аazonальный или слабозональный характер архейского метаморфизма в тех областях, где широкое развитие получили гранулиты. Колебания в степени метаморфизма здесь обычно охватывают поле самой гранулитовой фации и иногда включают высокотемпературную и высокobarическую части амфиболитовой фации. Между тем многократно охарактеризованные зональные метаморфические комплексы позднего архея, нижнего протерозоя и фанерозоя включают действительно широкий спектр изменений — от начального метаморфизма до амфиболитовой фации. Как компонент зональности гранулитовая фация встречается очень редко. В подавляющем большинстве случаев гранулиты, если они встречаются в районах развития орелов зонального метаморфизма, оказываются повторно переработанными, отмечается наложенный характер амфиболитового и зеленосланцевого метаморфизма на гранулитовую фацию, фиксирующий значительный разрыв во времени их проявления. Петрологические данные такого рода очень многочисленны и они неоднократно подтверждены результатами изотопного датирования тех и других комплексов. Таким образом, древние гранулитовые образования практически повсюду оказываются монофациальными или с короткой зональной серией; они, как бы отрезаны от предполагаемой теорией слабоизмененной части метаморфической серии, кульминацию которой они должны были бы представлять.

Возникает вопрос: если метаморфизм гранулитовой фации происходил на глубине более 20 км, то какие термодинамические условия были в то время на более высоких гипсометрических уровнях? И если такая покрывка существовала, то куда она делась впоследствии? Ведь теперь ее в природе вроде бы нигде нет. И почему, собственно, на всех штахтах эрозионный срез оказался совершенно одинаковым и именно таким, "чтобы обнажить глубинный уровень изменения пород, который соответствует как раз гранулитовой фации? Другой аспект состоит в следующем. Нетрудно предположить, что эрозия и дезинтеграция части коры мощностью, скажем, 20–30 км с площадью, равной Сибирской платформе (а гранулиты слагают весь ее фундамент), должны были бы привести к возникновению обломочной массы совершенно циклопического объема. Она покрыла бы слоем толщиной 2–3 км площадь, равную всей современной Евразии. Следы существования такой осадочной толщи нигде не обнаруживаются. Наоборот, на то время, когда должно было бы происходить ее отложение, приходится как раз пауза в седиментации. Сибирские материалы свидетельствуют об этом вполне отчетливо. Древнейшие из известных толщ, накопившихся после метаморфизма гранулитовой фации, залегают здесь непосредственно на гранулитах, и в обломочном материале они содержат продукты разрушения именно гранулитов, а не каких-либо гипотетических вышележащих слоев.

Модель глубинного происхождения пород гранулитовой фации в раннем докембрии не согласуется, таким образом, с геологическими данными. Она не согласуется и с другими данными, приведенными в начале этой главы, в частности об эволюции флюидного режима и восстановительном характере архейских флюидов, которые в случае существования толстой коры неминуемо окислялись бы. Таким представлениям противоречат физические обоснованные выводы о мощной теплогенерации недр в архее и ином положении геонизотерм в то время; что означает возможность достижения грану-

литовых параметров на гораздо более высоких гипсометрических уровнях, чем это принято. Эти представления не согласуются с данными о мощности протокры, которая не могла быть большой по целому ряду геохимических признаков. Список таких противоречий можно продолжить. Обсуждение этого вопроса, однако, лежит вне рамок данной работы. Здесь нам важно лишь подчеркнуть, что предположение о возможности метаморфизма гранулитовой фации в раннем архее в малоглубинных условиях выглядит сегодня совсем не таким фантастическим, каким оно казалось еще совсем недавно. Сама мысль эта не нова и высказывалась многими авторами уже неоднократно. Интересующий нас аспект понятен: обоснование модели неглубинного гранулитового метаморфизма должно исходить из предположений о иных по сравнению с современными физических параметрах раннего архея; некоторые из них рассмотрены выше. Мы опять приходим, таким образом, к выводу об особом типе архейской протокры.

Вопрос о составе древнейшей протокры Земли вызывает напряженные дискуссии. Базитовая или гранитная? Симатическая или сиалическая? Океаническая или континентальная? Эти альтернативы не получили еще решения, которое признавалось бы большинством геологов.

В.Е. Хаин [1979, с. 147], рассматривая проблему образования офиолитов, пишет: "Уже априори можно было бы предполагать, что первичная земная кора должна быть близкой (хотя и не тождественной!) современной океанической коре". На базальтовый или "океанический" состав протокры указывают многие исследователи. К. Анхуссер, например, анализируя материалы по геологии южноафриканских зеленокаменных поясов, приходит к выводу об океанической природе древнейших ультраосновных и основных вулканитов и утверждает, что они нигде не перекрывают сиалическую кору. Этот автор полагает, что в основании таких океанических серий располагался мантийный материал, а континентальная кора является более поздней, новообразованной. Основной характер "дозеленокаменной" первичной коры Южной Африки предполагает также Р. Денчин [Danchin, 1967], исходя из данных об обогащении никелем и хромом аргиллитов серии Фиг-Три зеленокаменного пояса Барбертон. Я. Вейзер [1980], как уже указывалось, считает, что архейская кора была преимущественно океанического или промежуточного типа. Он пишет: "Модель, подтвержденная имеющимися данными, ближе к варианту, согласно которому континентальная кора в течение архея имела подчиненное значение, чем к альтернативному варианту" [Вейзер, 1980, с. 569]. Особое значение раннепротерозойского этапа в завершении процессов формирования первой континентальной коры подчеркивает С. Накви [1980, с. 304], который, исходя из геохимических данных по докембрию Индии, приходит к заключению: "В период среднего и позднего архея кора была нестабильной, базальтового океанического типа, а протомантия была крайне недифференцированной, что позволяет предполагать незавершенность процесса первичной дифференциации Земли в целом. Раннепротерозойское время было переходной эрой, когда, по-видимому, имела место быстрая кратонизация".

Обращает внимание особая роль калия в формировании зрелой континентальной коры. В фанерозое становление континентальной коры всегда завершается широким проявлением калиевой гранитизации и возникновением калиевых гранитоидов. В целом плане результаты раннепротерозойского тектогенеза аналогичны фанерозойским: калиевая тенденция щелочности проявляется в раннем протерозое очень четко, а ее кульминация, как и в фанерозойских областях, совпадает с этапами завершения конструкции континентальной коры. По-видимому, на протяжении геологической истории в процессы континентального корообразования вовлекаются все более глубинные мантийные источники. Этим можно объяснить, почему на ранних этапах формирования кор континентального типа участие калия было незначительным и почему его роль возрастает к концу раннего докембрия. Нередко обсуждаются и варианты возможного круговорота коры с возвратом в мантию корового вещества [Шоу, 1980; и др.]. Несомненно, однако, что значительная часть калия концентрируется в верхней части создаваемой гранитной коры в результате повторной переработки более ранней коры субконтин-

ментального типа, первоначально обедненной калием, причем главным образом благодаря его привносу мантийными флюидами. Независимо от предлагаемых моделей процесса само по себе эволюционное возрастание роли калия в историческом аспекте вряд ли может быть оспорено.

Утверждение о химической эволюции (и не только калия) встречается во многих работах. Так, К. Ид и В. Фариг [Eade, Fahrig, 1971, 1973; Fahrig, Eade, 1968] показали химическую эволюцию, свойственную Канадскому щиту, архейские образования которого "содержат больше Na, Ni, Cr и меньше K, Ti, U, Th, Pb, Zn, чем протерозойские сегменты" (цитируется по Д. Шоу [1980, с. 59]). А. Гликсон и Д. Шератон "показали эволюционное уменьшение отношений Na/K и K/Pb в системе Калгурли в Австралии и на Капваальском щите в Трансваале и полагают, что эта направленность может иметь отношение к эволюции архейской земной коры" [Там же, с. 59].

Аналогичный результат получили Б. Фрейф и Р. Керрич [Frayer et al., 1979] для трендов европиевого отношения (см. рис. 28, ж), Я. Вейзер и С. Янсен [Veizer, Jansen, 1979] — для трендов отношений лантана и иттербия (см. рис. 28, з), а также для трендов отношения легких и тяжелых редких земель (см. рис. 28, и). Идентичные результаты получил С. Тейлор [Taylor, 1978] для тренда суммы редких земель в течение геологической истории (см. рис. 28, к). Все перечисленные графики, независимо полученные разными авторами, находятся в удивительном соответствии друг с другом и убедительно демонстрируют достаточно заметные, а чаще всего очень контрастные тенденции в химической эволюции.

Вместе с тем на фоне этого эволюционного изменения интервал 2500—2000 млн. лет для калия, например, вырисовывается как резкий пик, свидетельствующий об экспоненциальном росте его содержаний. Эта эпоха должна, по-видимому, интерпретироваться как время резко возросшего высвобождения калия в процессе дифференциации вещества Земли и включения его в качестве важнейшего элемента верхней части литосферы. Именно это и придает новое качество той континентальной коре, которая возникла к концу раннего докембрия. От более ранних, архейских кор континентального типа ее отличают и многие другие параметры: возросшая мощность, повсеместное развитие гранитно-метаморфического слоя, первое появление позднеорогенных вулканогенно-плутонических серий и поздних моласс, неизвестных среди более ранних комплексов, и т.д. Вероятно, именно с этим связано появление в литературе в какой-то мере интуитивных терминов, как, например, "зрелая континентальная кора", "кора фанерозойского типа". Совершенно очевидно, что такая "зрелая" континентальная кора на ранних стадиях геологического развития не существовала. Она является новообразованной.

Наконец, есть еще одно свидетельство того, что ранняя кора Земли не могла иметь хорошо развитый континентальный профиль. Сейчас вряд ли может вызвать возражение утверждение о том, что континентальная кора в конечном итоге является продуктом дифференциации вещества Земли. На протяжении геологической истории процессы дифференциации идут непрерывно. Геологические данные объективно указывают на то, что каждая эпоха добавляет свою порцию, или объем континентальной коры. Вместе с тем ранее созданная континентальная кора никогда уже не уничтожается, ее материал не возвращается в мантию. Эрозия и денудация приводят только к перераспределению материала коры и включению его в более молодые объемы новообразованных континентальных кор. В других случаях дезинтегрированный материал континентальной коры уходит на формирование платформенных чехлов и, таким образом, весь он остается в разрезе континентов. Следовательно, однажды появившись, вещество континентальной коры никогда уже не исчезает.

По-видимому, можно утверждать, что континентальная кора представляет собой конечный продукт дифференциации вещества Земли, а сами континенты, по образному выражению К. Берка, Дж. Дьюи и У. Кидда [1980, с. 125], — это структуры, "нестираемые с лица Земли". В конечном счете по мере удаления от начальной точки отсчета геологического времени происходит увеличение объема континентальной коры и мощности ее "гранитного" слоя. Происходит и увеличение площади, занятой континенталь-

ной корой, а иными словами — наращивание площади материков. Нельзя ожидать поэтому, чтобы уже на заре раннего докембрия континентальная кора была бы хорошо развита. В значительной мере ее зрелость является прямой функцией времени.

Все перечисленные выше признаки свойственны и архейским кристаллическим образованиям Байкальской горной области. Фундамент нижнепротерозойских супра-крупных серий повсеместно образован здесь только породами гранулитовой фации метаморфизма (в большинстве своем меланократовыми) и сопровождающими их анортозитами и чарнокитоидами. В структуре современного материка этот фундамент, или гранулит-базитовый слой, занимает место нижнего, "базальтового" слоя континентальной коры (разумеется, вне зон раннепротерозойской гранитизации). По своему генезису он является представителем протокры, возникшей в условиях специфического геодинамического режима, существовавшего на раннем этапе геологической истории. Глубокий метаморфизм первоначально базитовых толщ привел к формированию не-совершенной, незрелой коры континентального профиля (протометаморфический слой). Составной частью зрелой континентальной коры эта протокры стала в результате тектогенеза более позднего этапа.

При этом часть гранулитового сегмента была полностью преобразована и вошла в состав гранито-метаморфического слоя вновь созданной континентальной коры, а другая его часть, не затронутая процессами гранитизации и повторного метаморфизма, составила нижний, "базальтовый" слой коры современных материков, где континентальная кора дорифейского возраста. "Базальтовый" слой дорифейской континентальной коры должен рассматриваться, таким образом, как реликт протокры Земли, включенный в структуру континентов, сформированных к концу раннего докембрия.

Мы видим, следовательно, что на рубеже архея и раннего протерозоя начались, а в течение раннепротерозойского мегахрона бурно развивались процессы преобразования протокры и становления первой в геологической истории континентальной коры полного профиля. Объемы зрелой континентальной коры, возникшие к концу раннего протерозоя, были уникальными, а сам процесс этот имел глобальный масштаб. Это действительно был континентальный "взрыв".

#### ПРИЧИНЫ И МЕХАНИЗМ КONTИНЕНТАЛЬНОГО КООРОВАНИИ

Сравнивая результаты геологического развития в разных регионах Байкальской горной области, нетрудно заметить, что в тех ее частях, где на кристаллическом фундаменте сначала накапливались осадочные толщи шельфа, затем мощно проявились процессы метаморфизма и гранитизации, а там, где формировались мощи Главного зеленокаменного пояса, граниты совершенно отсутствуют и происходил только низкотемпературный метаморфизм. Для этой зоны характерно широкое развитие вулканитов, габброидов и тоналитов. В зоне шельфа, в свою очередь, такие породы неизвестны. Хорошо виден, таким образом, разный стиль геологического развития обеих этих крупных зон. Однако, как показано в первой части работы, стратифицированные образования шельфа и Главного зеленокаменного пояса коррелируются между собой, имеют одинаковый возраст, а консолидация всей этой тектонически неоднородной территории произошла практически одновременно: складчатость и метаморфизм в зеленокаменном поясе и в краевой зоне протоконтинента были строго синхронизированными. Это приводит к заключению о том, что основные эндогенные факторы континентального коорования — тепловой и флюидный потоки, метаморфизм, гранитизация — были генерированы каким-то одним и тем же глубинным процессом. Сложность задачи, возникающей при разработке модели формирования континентальной коры территории, состоит в том, что нужно найти такой природный механизм, который обеспечивал бы одновременные, но разные на первых стадиях результаты геологического развития в различных зонах — "гранитную тектонику" в краевой зоне протоконтинента и безгранитную "базальтовую" (или габброидную) тектонику в зоне Главного зеленокаменного пояса, а на последних стадиях — общую консолидацию всей системы.

Во многих работах по геологии докембрия Байкальской горной области можно встретить утверждение о связи гранитоидного магматизма с глубинными разломами. При этом предполагается, что гранитная кора существовала изначально, а глубинные разломы являются каналами для поступления гранитной магмы из недр коры в ее верхние горизонты. Такое происхождение приписывается, в частности, поясам гранитных массивов, окаймляющим эвгеосинклинальный (Главный зеленокаменный) пояс. Между тем признаков существования гранитной коры ни под толщами зеленокаменного пояса, ни под гранулит-базитовым фундаментом протоконтинента не существует. Нет необходимости привлекать представления о глубинных разломах и для объяснения бесспорных фактов появления гранитов в краевой зоне протоконтинента. Совершенно очевидно, что автохтонные гранитоиды, например получившие здесь наиболее широкое развитие, формировались непосредственно на том месте, где они сейчас находятся, и не связаны с какими-либо проявлениями разрывной тектоники.

Столь же часто в литературе по докембрию территории юга Сибири метаморфизм супракрустальных серий рассматривается как реакция на погружение пород, т.е. как функция их мощности. Неверно и это положение. Совершенно справедливо А.А. Маракушев [1977, с. 26] назвал такие взгляды "отголоском отживающих представлений о так называемом метаморфизме погребения". Нужно сказать, что сопоставление карт метаморфизма и геологических карт всех регионов северного и западного секторов Байкальской горной области обнаруживает такую закономерность: максимальный метаморфизм пород шельфа приурочен к зонам поднятий, где осадочные толщи характеризуются как раз наименьшими мощностями, а в прогибах, где мощность этих толщ очень велика, метаморфизм их как раз слабый. Мы видим, следовательно, что ни глубинные разломы, ни накопление толщ большой мощности не могут объяснить ни причин метаморфизма, ни причин гранитизации.

Попробуем подойти к решению этого вопроса по-иному. Проследим сначала ход геологических событий, предшествовавших метаморфизму, охватившему все без исключения территории севера и запада Байкальской горной области. Вырисовывается такая общая картина.

1. Возникший в результате архейского тектогенеза гранулит-базитовый слой образовал гигантский по размерам сегмент земной коры, составляющий и теперь значительную часть фундамента Сибирской платформы. В принятой нами системе терминов — это протоконтинент.

2. В начале раннего протерозоя в южной части сегмента гранулит-базитового слоя в условиях режима рифтогенеза закладывается система зеленокаменных поясов. Характерно их параллельное или кулисообразное расположение, многочисленны ответвления, косо- или перпендикулярно отходящие от основных поясов.

3. В зеленокаменных поясах происходит формирование коры океанического типа, однако выражение и масштабы этого процесса зависят от степени расширения и глубины тектонического раскрытия. На втором и более поздних этапах этого процесса рифтогенез продолжался только в пределах Главного (Байкало-Витимского) зеленокаменного пояса. На примыкавших к нему площадях в это время устанавливается режим пассивной протоконтинентальной окраины и происходит накопление осадочных толщ шельфа и внутренних прогибов, трансгрессивно перекрывших многочисленные зеленокаменные пояса первого этапа (см. рис. 22). В итоге появилась контрастная система тектонических неоднородностей протоконтинент—главный рифт (раскрывающийся океан, зеленокаменный пояс), подобная современным системам континент—океан.

Таким образом, палеотектоническая ситуация, предшествовавшая акту метаморфизма, который в конце раннего протерозоя охватил все регионы севера и запада Байкальской горной области, в целом возникла как результат процесса рифтогенеза. Признание этого факта в значительной мере снимает трудности при обсуждении моделей формирования земной коры в раннем докембрие, так как позволяет обратиться для сравнения к современным рифтовым зонам, изученным несравненно лучше.

Для современных областей рифтогенеза характерны повышенные значения теплово-

го поля; они, как следует из геофизических данных, подстилаются зонами аномальной мантии (рифтовая подушка), которые, собственно, и выступают как источник теплогенерации. Аномальной мантии присущи пониженные по сравнению с нормальной мантией скорости продольных волн (она разуплотнена), высокая электро- и теплопроводность, пониженная вязкость. В современных рифтовых зонах геотермическое поле отличается от окружающих областей высоким тепловым потоком, конфигурация которого в плане достаточно полно совпадает с контурами аномальной мантии [Грачев, 1977]. Можно предположить поэтому, что и в раннепротерозойских зонах рифтогенеза усиленная теплогенерация, приведшая в конечном итоге к метаморфизму пород, была индуцирована слоем аномальной палеомантии.

Вместе с тем существуют вполне очевидные ограничения, препятствующие такому упрощенному, прямолинейному сравнению. Метаморфизм пород непосредственно в зоне Главного рифта (Главного зеленокаменного пояса) и в прилегающей краевой зоне протоконтинента происходил, как уже указывалось, практически одновременно. Естественно было бы ожидать поэтому, что наибольшая интенсивность тепловотока была сфокусирована именно в зоне максимального тектонического раскрытия. Между тем реальная картина совсем иная, противоположная: высокотемпературные метаморфические ореолы сосредоточены не в зеленокаменном поясе, а как раз в краевой зоне протоконтинента, где интенсивность тепловотока должна была ослабевать. Объяснение этого противоречия нужно, как представляется, искать в специфике гранулит-базитовой протокоры, подвергшейся рифтогенезу.

Аномальная мантия — не только генератор тепла, но и источник мантийного флюида, мощной субстанции, определяющей ход многих глубинных процессов. Теория флюидно-магматического взаимодействия, основы которой заложены в трудах Д.С. Коржинского [1952, 1955, 1958], посвященных трансмагматическим растворам, исходит из представлений о дегазации мантии и получила сейчас широкое и плодотворное развитие главным образом в работах исследователей отечественной петрологической школы (А.А. Маракушев, Л.Л. Перчук, В.А. Жариков, Ф.А. Летников, Б.Г. Лутц, Г.А. Кейльман и др.). "Флюиды в глубинных зонах имеют первоначально сильно восстановленный характер и при подъеме в более верхние горизонты окисляются с выделением тепла, которое вносит существенный вклад в энергетику развития магматизма и метаморфизма" [Маракушев, 1977, с. 27]. В общем виде это положение можно считать вполне обоснованным, хотя разные авторы разрабатывают различные термодинамические модели процессов дегазации. Менее ясны тектонические аспекты проблемы: где, на какой стадии геологического процесса и почему фокусируются мантийные струи? Совершенно очевидно, что без привлечения данных по флюидному режиму верхней мантии и верхней части земной коры сегодня вряд ли возможна разработка непротиворечивых моделей петрогенезиса и тектоники, а в конечном итоге — и моделей формирования континентальной коры.

По поводу состава мантийного флюида у исследователей нет разногласий — все подчеркивают восстановительный режим мантийных флюидных систем. "Это существенно восстановленные флюиды с преобладанием  $H_2$ ,  $CO$ , углеводородов, возможно, азота, с подчиненным значением воды и уголекислоты" [Жариков и др., 1978, с. 13]. Об этом же пишет Ф.А. Летников [Флюидный режим..., 1980, с. 132]: "Основа всех флюидных эндогенных систем — углерод и водород. На их базе возникают соединения с кислородом, серой, хлором, фтором, азотом, бором и т.д." В последние годы перспективную разработку получило представление об эволюции во времени (инверсии) флюидных мантийных систем от восстановленных к окисленным, логично связывающее факты нарастания количества  $H_2O$  в верхней мантии, экспоненциального снижения геотермического градиента Земли в течение раннего докембрия и массовой гранитизации как мощного процесса выноса из мантии силикатических элементов [Лутц, 1975; Летников, 1977, 1979]. Чрезвычайно значительными представляются результаты исследований [Летников, 1977, 1979], показавшие, что в архейское время не столько параметры давления и температуры, сколько резко восстановленный флюидный режим

обуславливал формирование пироксеновых ассоциаций гранулитовых комплексов. В более поздние эпохи, когда земная кора приобрела достаточную жесткость и мощность, произошло быстрое окисление флюидных систем и резкое нарастание доли воды и в верхах мантии, и в гранулит-базитовой протоколе. Следствие этого процесса — резкое повышение парциального давления воды во флюиде и соответственно огромные масштабы процессов гранитизации.

Нужно подчеркнуть при этом, что в поисках тектонических структур, которые могли бы обеспечивать фокусировку мантийных флюидных систем, мы неизбежно обращаемся не просто к зонам глубинных разломов, как это зачастую предполагается, а именно к зонам рифтогенеза, т.е. к таким глубинным зонам, которые непосредственно дренируют мантию (и, заметим в скобках, не мантию вообще, а аномальную мантию, что очень существенно). Попытки связать флюидный режим с зонами рифтогенеза нередки. Вполне определенно пишет об этом А.А. Маракушев [1976, с. 14]: "Процессы магматизма и метаморфизма, развивавшиеся в земной коре, являются отражением более глубинных мантийных процессов зарождения и развития флюидов и магматических расплавов в связи с глубинным происхождением рифтовых и других дислокаций". Представляется, что привлечение рифтовой модели позволяет непосредственно увязать процессы, происходящие в коре, со структурой мантии, в частности с возникновением ее аномального слоя.

В реальной обстановке контуры слоя аномальной мантии всегда несравненно больше, чем размеры в плане какого-либо конкретного рифта. В самом общем случае это означает, что теплоток и мантийный флюид, генерированные слоем аномальной мантии, охватывают не только узкую зону тектонического раскрытия, но и прилегающие сегменты раздвигающейся коры. По данным геофизики, в рифтовой зоне, т.е. в зоне непосредственного раскрытия, аномальная мантия поднимается вверх между блоками коры или протокры. Это тектонически открытая система: здесь многочисленны покровы вулканитов, изливавшихся на поверхность в подводной обстановке. Для таких зон характерны исключительно высокие скорости тепло- и массопереноса, теплопотерь, интенсивная диссипация энергии [Кейльман, 1974, 1977] и соответственно низкотемпературный метаморфизм. В межрифтовых зонах ситуация иная. В случаях рифтогенеза зрелой континентальной коры отдельные ее блоки или сегменты также оказываются охваченными теплоток. Однако условия теплопереноса здесь совершенно иные: теплопередача резко замедлена и суммарное количество тепла невелико [Кейльман, 1977]. Представляется, что проникновению флюидов и теплоток в верхние горизонты коры в этих ситуациях препятствует сам факт существования "гранитного" слоя в сегментах континентальной коры, подвергшейся рифтогенезу, который обеспечивает условия термостатирования уже на очень глубоких уровнях в коре. По-видимому, это в значительной мере и определяет амагматичность фанерозойских шельфовых зон, находящихся в латеральных соотношениях с рифтовыми зонами (например, пассивные континентальные окраины).

Нетрудно убедиться между тем, что в раннедокембрийских геодинамических ситуациях термостатирование на глубоких уровнях коры не могло осуществляться, так как здесь нет еще хорошо выраженного "гранитного" слоя. В нашем случае, например, в Байкальской горной области межрифтовые зоны представляют собой блоки и сегменты не континентальной, а "сухой" гранулит-базитовой протокры (см. рис. 22). Усиленный теплоток, генерированный аномальной палеомантией, и фильтрация мантийного флюида через толщу такой "сухой" протокры несомненно должны сопровождаться окислением водорода и образованием воды и водосодержащих силикатов. Все эти реакции обладают ярко выраженным экзотермическим эффектом. Выделяющееся тепло суммируется с теплом, генерированным слоем аномальной палеомантии, и, таким образом, температура метаморфизма здесь нарастает. Вместе с тем окисление флюида происходит не равномерно по всей мощности протокры (т.е. снизу вверх от ее подошвы), а лишь в определенных термодинамических условиях. Это положение убедительно продемонстрировано Л.Л. Перчуком [1978, с. 78]: "На глубинах, соответствующих



давлению 5,5–3,5 кбар, происходит резкое окисление почти 4/5 частей метаморфического флюида, преимущественно с образованием  $H_2O$  ... Таким образом четко устанавливается причина увеличения парциального давления  $H_2O$  во флюиде на умеренных глубинах. А возрастание  $P_{H_2O}$  ... неизменно приводит к гранитизации. Именно этим можно объяснить приуроченность крупных гранитных массивов и широкой гранитизации к умеренным глубинам (8–15 км)". В другой работе это положение развито дальше [Перчук, 1980, с. 54]: "При уменьшении глубины метаморфизма реакции окисления его газовых составляющих должны протекать очень энергично (с выделением тепловой энергии)" (см. рис. 29).

Можно прийти, таким образом, к парадоксальному на первый взгляд выводу о том, что температура метаморфизма может интенсивно возрастать (а не падать) по мере удаления от источника тепла, т.е. от аномальной мантии. Действительно, в нижних горизонтах разреза гранулит-базитовой протокоры, где термодинамические условия для окисления флюида неблагоприятны, не может происходить и сколько-нибудь

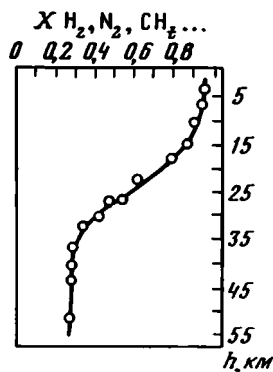


Рис. 29. Изменение состава флюида при метаморфизме — энергичное окисление газовых составляющих (с выделением тепловой энергии) при уменьшении глубины метаморфизма [Перчук, 1980, с. 54]

ощутимых реакций диафореза гранулитов — вода отсутствует или количества ее незначительны. Наоборот, в средних и верхних горизонтах гранулит-базитового слоя, т.е. там, где первоначальная интенсивность теплопотока должна уже ослабевать, "включается" механизм окисления восстановленного флюида, экзотермические эффекты которого становятся ощутимыми и компенсируют теплотери мантийного потока. Реально на срезе, соответствующем уровню зеленосланцевой фации метаморфизма в рифтогенном зеленокаменном поясе, в прилегающих к поясу гранулитовых блоках или сегментах баланс тепла собственно мантийного теплопотока и тепла, возникшего в результате экзотермических реакций окисления флюида, может достигать амфиболовой фации. Этим и объясняется, по-видимому, локальное повышение температурных градиентов, появление "лишней" температуры, превышающей исходную на этом гипсометрическом уровне, или фоновую, температуру мантийного теплопотока.

По существу в этом утверждении нет ничего нового — эта идея давно отстаивается А.А. Маракушевым и Л.Л. Перчуком [1971; и др.]. А.А. Маракушев [1977, с. 7–8] пишет: "Без флюидного воздействия метаморфизм горных пород вообще не происходит, даже при значительном погружении слоистых толщ с соответствующим повышением температуры и давления благодаря нормальному геотермическому градиенту... Температурный режим широко варьирует в зависимости от типа структурных зон, определяясь в значительной мере интенсивностью окисления восходящих флюидов, обуславливающего их разогрев и выделение энергии, необходимой для развития магматизма и метаморфизма".

В данном случае нас интересуют тектонические аспекты проблемы: почему в рифтовых зонах, непосредственно дренирующих мантию, метаморфизм оказывается низкотемпературным, а в межрифтовых блоках гранулитов, где прохождение теплопотока затруднено, метаморфизм оказывается высокотемпературным и сопровождается

диафторезом и гранитизацией гранулитов? Как видим, приведенные выше выводы петрологов вполне "вписываются" в предлагаемую тектоническую модель. Формирование мощного "гранитного" слоя в процессе раннепротерозойского тектогенеза происходит главным образом в межрифтовых зонах путем повторного метаморфизма и гранитизации гранулит-базитового слоя. Именно здесь оказались сконцентрированными все необходимые условия и предпосылки для гранитизации. Так, процессы в мантии вызвали появление ее аномального слоя, что определило фокусировку теплопотока и восстановленного мантийного флюидного потока. Именно здесь, в межрифтовых блоках, а не в зоне непосредственного раскрытия существовали условия для окисления мантийного флюида, присутствовали "сухая" гранулит-базитовая протокура, бурно реагировавшая с окисленным "мокрым" флюидом.

Подчеркнем еще один момент, который необходимо учитывать в этих построениях. По-видимому, важнейшее значение имеет также и то, что в пределах изученной территории Байкальской горной области гранулит-базитовая протокура на значительных площадях была перекрыта мощными осадочными толщами нижнепротерозойских шельфов. Эмпирически установлено, что там, где толщи шельфа присутствуют, повторный метаморфизм и гранитизация гранулитового фундамента были очень интенсивными, а там, где таких толщ нет, нет и признаков гранитизации: гранулиты обнажены здесь в современном срезе. Становится очевидным, следовательно, что водосодержащие толщи шельфов (и такие же толщи внутренних прогибов) обеспечивали условия для длительного термостатирования и максимального проявления диафтореза подстилающих гранулитов вплоть до их полной гранитизации. При этом теплопоток, достигая подошвы осадочных толщ шельфа, приводит к метаморфизму этих пород и прежде всего к их дегидратации, осушению. Однако автохтонные синметаморфические граниты в этих толщах не возникали; они сосредоточивались в то время почти исключительно в их фундаменте.

На максимальное сосредоточение гранито-гнейсов и интенсивно диафторированных, мигматизированных гранулитов как раз в зонах контакта осадочного чехла и фундамента внимание обращалось уже давно. М.З. Глуховский и автор предполагали, например, что в случае с удоканской серией такое сосредоточение гранито-гнейсов у ее базальных горизонтов, ставшее ясным после проведения здесь геологического картирования, объясняется тем, что удоканская серия играла роль физико-химического барьера, или экрана, для процессов гранитизации [Глуховский, Федоровский, 1970; Федоровский, 1972]. Главное значение мы тогда придавали резкой разнице в химическом составе толщ фундамента и чехла. Теперь, однако, ясно, что не столько состав, сколько вполне очевидный акт налегания на "сухие" гранулиты водонасыщенной осадочной толщи удоканской серии и обеспечивал условия экранирования и максимального проявления диафтореза подстилающих гранулитов вплоть до их полной гранитизации.

Итак, мы убеждаемся, что водородная "продувка" гранулитов основного или среднего состава происходит с нарастанием вверх по разрезу протокуры объема водного флюида и в связи с этим сопровождается все более мощным проявлением процессов диафтореза и гранитизации, достигавших предельного выражения по мере приближения к осадочной крышке протокуры. Экранирующий эффект осадочного чехла, подвергшегося прогрессивному метаморфизму, определяет естественную верхнюю границу "слоя" массовой гранитизации. Следовательно, можно прийти к заключению, что возникновение слоя аномальной мантии (мантийный диапир), сопровождавшееся потоками тепла и мантийного флюида, приводит, с одной стороны, к формированию рифтогенных зеленокаменных поясов (зон диссипации энергии), а с другой — к диафторитическому преобразованию гранулитов в межрифтовых блоках, где плотность теплопотока резко возрастает за счет экзотермических реакций. В итоге в перекрывающих толщах осадочного чехла краевой зоны протокуры и возникает картируемый узор высокотемпературных метаморфических зон (рис. 30).

Рассмотрение процессов континентального корообразования невозможно без обсуждения вопроса об источнике щелочей. Сегодня вряд ли можно искать ответ на этот вопрос исходя из недавних представлений о многократной мобилизации щелочей

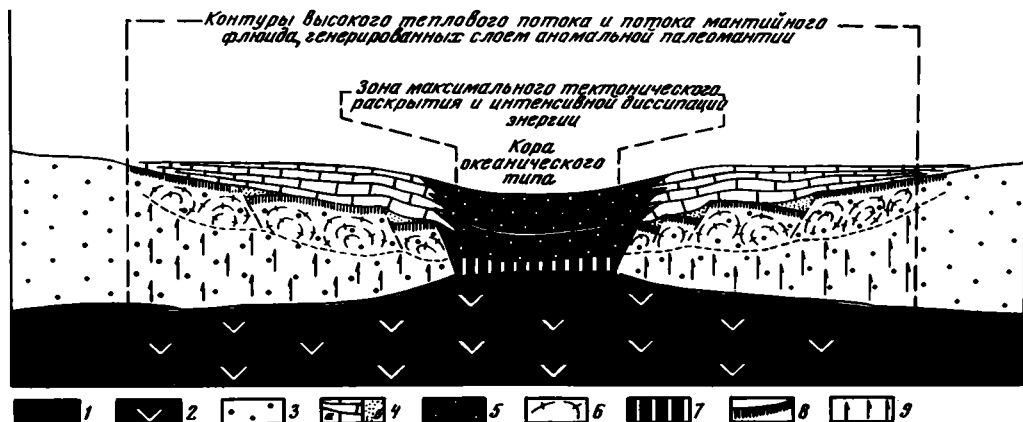


Рис. 30. Модель континентального корообразования в раннем докембрие Байкальской горной области

1 — нормальная палеомантия; 2 — аномальная палеомантия — источник повышенного теплопотока и восстановленных мантийных флюидных систем; 3 — архейский гранулит-базитовый (протометаморфический) слой или протоко́ра; 4—5 — нижнепротерозойские образования: 4 — осадочные толщи палеошельфов (а), вулканогенно-осадочные толщи рифтогенных зеленокаменных поясов первого этапа раскрытия (б), 5 — вулканогенно-осадочные толщи, табброиды, тоналиты Главного (Байкало-Витимского) зеленокаменного пояса; 6 — области интенсивной гранитизации и повторного метаморфизма (диафтореза) гранулит-базитового слоя — контрастное повышение температуры метаморфизма, подъем геозотерм в связи с экзотермическим эффектом реакций окисления восстановленных флюидов; 7 — зона подъема аномальной палеомантии между блоками раздвигающейся протокры; 8 — зона термостатирования на границе водонасыщенного осадочного чехла палеошельфа и „сухого“ гранулит-базитового фундамента — экран для прохождения окисленных (водных) флюидов; 9 — тепловой и флюидный потоки в толще протокры

из более древней континентальной коры. Реальным представляется лишь механизм дегазации мантии, сопровождающийся привнесом вещества, в том числе и щелочей.

Дегазация мантийного вещества как процесса, регулирующего флюидный режим и перенос элементов в верхние части литосферы, рассматривается в работах многих петрологов и геохимиков. Изучение этой проблемы показывает, что мантийный флюид не является равномерным и неодинаково насыщен различными составляющими. В раннем докембрие исключительное значение в составе флюидных потоков имел водород [Летников, 1977, 1979; Лутц, 1980; Ларин, 1980; и др.]. Передовой фронт флюидных струй всегда водородный (с примесью инертных газов и азота). Другие составляющие мантийного флюида, в том числе щелочи, как показали Б.Г. Лутц [1975, 1980] и Ф.А. Летников [1977], вовлекаются в процесс дегазации на поздних стадиях. Они отражают включение в этот процесс более глубинных горизонтов верхней мантии.

Этот вывод представляется очень существенным. В свете этих соображений гранитизация с калиевой тенденцией щелочности должна рассматриваться как индикатор далеко зашедшего процесса мантийной дегазации, и она приобретает, таким образом, отчетливое тектоническое выражение. Здесь появляется возможность увязать структуру верхней части коры, наблюдаемую в современном эрозионном срезе, со структурой глубоких недр, в том числе мантии.

На материале Байкальской горной области и Станового хребта проблема генезиса щелочей наиболее глубоко разработана С.П. Кориновским [1967, 1979], подтвердившим более ранние представления Д.С. Коржинского [1952] о гранитизации как следствии инфильтрации ювенильных трансмагматических растворов.

Ни вода, ни щелочи не могут заимствоваться из сухих высокотемпературных гранулитов. Главную часть объема архейских пород гранулитовой фации метаморфизма составляют, как мы видели, кристаллические сланцы основного состава — породы максимально дегидратизированные и не содержащие даже кристаллизационной воды

(безводные минералы — пироксены, гранаты, кордиериты), обычно не содержащие также  $K_2O$  и бедные  $Na_2O$ . Даже в тех случаях, когда среди архейских основных кристаллосланцев встречаются подчиненные прослои биотит-гранат-кордиеритовых гнейсов, изначально богатых  $K_2O$ , они, по данным С.П. Кориковского, в процессе гранитизации еще более обогащаются щелочами и микроклинизируются; таким образом, процесс гранитизации идет под воздействием глубинных потоков водных растворов, насыщенных щелочами.

Как и рассмотренные выше варианты региональной фильтрации восстановленного и окисленного флюидов, поток щелочных эманаций имеет региональный характер. С.П. Кориковский показал, что метасоматическая мигматизация в целом не тяготеет к контактам массивов гранито-гнейсов, а развита мощно и широко. Прослеживаются все стадии магматического замещения через гнейсы, полосчатые мигматиты, теневые мигматиты, гранито-гнейсы и, наконец, формирование полнокристаллических гранитов. Возникший гранитоидный расплав либо остается на месте, либо интродуцирует во вмещающие породы [Кориковский, 1967].

Характерно необычное постоянство режима щелочности процессов гранитизации, свойственное каждому циклу тектогенеза. Независимо от состава исходных пород, подвергшихся гранитизации в раннем протерозое (будь то архейские гранулиты или нижнепротерозойские осадочно-метаморфические толщи), конечный итог всегда одинаков — возникают нормальные по щелочности биотит-ортоклазовые гранито-гнейсы и безортотлазовые плагиограниты с постоянным химическим и минеральным составом. Гранитизация осуществляется в ходе длительной, постоянной и мощной инфильтрации глубинных трансмагматических растворов, и при этом "активность воды (а также щелочей на каждой ступени) поддерживается на одном уровне" [Кориковский, 1967, с. 220]. Все это еще раз подтверждает мысль о том, что процессы, вызвавшие преобразование гранулит-базитового слоя и его осадочной оболочки, были генерированы источником, никак не зависящим ни от самого этого слоя, ни от его оболочки. Этот мощный источник может быть расположен только ниже гранулит-базитовой протокры, т. е. в мантии.

Чрезвычайно характерная черта раннепротерозойской гранитизации — площадное развитие процессов кислотного выщелачивания, приуроченного к зонам, окружающим массивы гранито-гнейсов. Это свидетельствует, как заключает С.П. Кориковский [Там же, с. 267], "о постмагматическом источнике кислотных растворов... когда гранито-гнейсы — продукты гранитизации — далее ведут себя как обычная магна". Постмагматическое кислотное выщелачивание сопровождается формированием мусковита, фибролита, кианита, андалузита, эпидота, сериcita, а также окварцеванием.

В целом, по данным С.П. Кориковского [1967, с. 280, 281], гранитизация в условиях нормальной щелочности идет по такой схеме: на первом этапе развивается фронт плагиомигматизации, активность  $K_2O$  чрезвычайно низкая, из щелочей привносится только  $Na_2O$  (амфиболизация пироксенов, похисление плагиоклазов, образование послонных пегматоидных жил кварц-олигоклазового состава, основные пироксенсодержащие кристаллические сланцы превращаются в биотит-амфиболовые плагиогнейсы и мигматиты); второй этап — калиевая мигматизация (развиваются антипертиты калиевого полевого шпата, роговая обманка замещается биотитом, образуются ортоклаз-олигоклаз-кварцевые пегматоиды, возрастает железистость биотитов и роговых обманок, гранат замещается биотитом, появляются биотит-роговообманковые и биотитовые мигматиты и, наконец, биотитовые гранито-гнейсы); третий этап — щелочная постмагматическая стадия (образуются богатые калишпатом метасоматические пегматоидные жилы, замещающие гранито-гнейсы, происходит интенсивная микроклинизация гранито-гнейсов и мигматитов с образованием порфиробластических пород); четвертая стадия — постмагматическое кислотное выщелачивание (темноцветные минералы — гранат, кордиерит, биотит — замещаются мусковитом, роговая обманка — биотитом, а затем мусковитом, происходит интенсивное окварцевание).

Изложенные данные имеют такие следствия:

1. Рост мантийного диапира (или диапиров) и возникновение слоя аномальной мантии отражаются в протоколе режимом ее тектонического раскрытия, разрыва (рифтогенеза) с формированием в рифтах, или зеленокаменных поясах, грабеновых фаций, а в предельном случае — коры океанического типа.

Одновременно повышенный теплоток и поток мантийных флюидов нарушают существовавшее до сих пор неустойчивое равновесие в той части сегмента гранулит-базитовой протокры, которая примыкает к рифтам, и приводят к ее диафторезу и образованию гранито-гнейсов. Хотя гранитизация и повторный метаморфизм протокры проявились на огромных по площади территориях, эти процессы были все же локализованы в пространстве и связаны с зонами рифтогенеза. Структурный рисунок зон тектонического раскрытия, пронизавших краевую область протоконтинента, по-видимому, отражает начальный множественный характер мантийных диапиров, которые в конце позднего этапа были сконцентрированы под главным зеленокаменным поясом. Конфигурация, размеры и плотность расположения зеленокаменных поясов в конечном итоге определили масштабы зон и ареалов повторного метаморфизма толщ протокры. В то же время, в водонасыщенных толщах зеленокаменных поясов реализуется главным образом изначальное тепло, заданное мантийным теплотокотом — происходит метаморфизм зеленосланцевой фации (при тех же исходных эндогенных параметрах).

2. В итоге в краевой зоне протоконтинента, главным образом за счет его фундамента, развивается гранитно-метаморфический слой, а протокры преобразуется в кору континентального типа. В состав гранитно-метаморфического слоя включается и толща шельфа, и толща внутреннего прогиба, охваченные тем же метаморфизмом и вплавленные в результате мобилизации фундамента в гранито-гнейсы.

3. В зеленокаменном поясе граниты отсутствуют; здесь формируется метаморфический слой. В пределах зеленокаменного пояса широко представлены разнообразные габброиды и диориты (тоналиты), прорывающие базальты и вулканиты кислого состава. Эффект мантийного флюида выражен здесь, по-видимому, на границе комплексов зеленокаменного пояса и мантии. По данным Ф.А. Летникова [1977, с. 121], "воздействие водородных флюидных струй на основные породы в верхней мантии может приводить к образованию амфиболов, флогопита или биотита в этих породах, а длительное развитие процесса — к фракционированию базальтов и образованию в итоге расплавов, обогащенных амфиболом, из которых могут формироваться габбро-диориты или диориты". Если это так, о чем свидетельствует реальная геологическая ситуация, то можно заключить, что один и тот же процесс "продувки" мантийным флюидом зоны рифтогенного зеленокаменного пояса и краевой зоны протоконтинента приводит в первом случае к появлению габброидов и диоритов (тоналитов), а во втором — к диафторезу гранулитов и появлению гранитов. Мы еще раз убеждаемся, таким образом, что в предельном случае глубинная причина формирования и океанической, и континентальной коры была одна и та же (см. рис. 30).

Предлагаемая модель подтверждается на материале по геологии раннего докембрия Байкальской горной области. В качестве независимых критериев для ее проверки можно рассмотреть закономерности пространственного и тектонического размещения ореолов зонального метаморфизма и полей синметаморфических и постметаморфических гранитоидов — основных свидетелей процесса формирования континентальной коры.

#### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЗОН И ОРЕОЛОВ МЕТАМОРФИЗМА РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Неметаморфизованных пород раннепротерозойского возраста в Байкальской горной области не существует. На всей территории региональный метаморфизм имеет зональный характер и принадлежит андалузит-силлиманитовому и кианит-силлиманитовому типам. При этом зональность отражает как колебания давлений ( $P = 2-6$  кбар), так и колебания температур, достигавшие очень большого размаха. Нередко на больших

площадах масштабы изменений параметров давления оказываются невелики, но температурные колебания выражены резко. Картирование метаморфической зональности позволяет, таким образом, непосредственно обнаружить контуры древнего теплового и флюидного потоков, роль которых в формировании континентальной земной коры была решающей — ведь именно при участии метаморфизма происходит становление гранитно-метаморфического слоя. Карта метаморфизма [Кориковский, Федоровский, 1980, рис. 41] несет ценную тектоническую информацию — это как бы фотография горизонтального среза теплового палеопотока.

Сравнение новых карт тектоники и метаморфизма неожиданно обнаруживает закономерности в распределении метаморфических зон, прежде ускользавшие от внимания исследователей. Очень прихотливый узор метаморфических изоград, картируемый в плане, вообще обычно не "привязывался" к тектонической ситуации и казался автономным. Давно и хорошо известные факты пересечения изоградами стратиграфических горизонтов в Байкальской горной области — явление само по себе несомненно интересное и достойное внимательного изучения, — как это ни поразительно, уводило от решения проблем взаимосвязи явлений метаморфизма и тектоники. Действительно, о какой взаимосвязи может идти речь, если картируемый рисунок изоград во многих местах так эффектно, под прямым углом, пересекает столь же четко картируемые структурные линии?

Никакого противоречия здесь, однако, не оказалось. Нужно сказать прежде всего, что все бросающееся в глаза разнообразие структурных рисунков раннего докембрия севера и запада Байкальской горной области при внимательном анализе оказывается достаточно простым. Можно утверждать (естественно, исходя из новых представлений о возрасте метаморфических толщ и из новых схем стратиграфии и тектоники), что все крупные структуры рассмотренных регионов возникли в результате рифтогенеза. Иными словами, геодинамическая система, созданная на первом этапе тектонического раскрытия, оказывается очень консервативной и выступает в роли матрицы, определявшей все последующее развитие. По существу, если попытаться намеренно сильно упростить картину, мы обнаружим только два варианта геодинамических обстановок: а) зоны тектонического раскрытия, протокры (рифты) и б) разделяющие их межрифтовые тектонически стабильные зоны. Ничего другого здесь просто нет. То, что мы называем Главным зеленокаменным поясом — это область максимального рифтогенеза древнейшей протокры; то, что названо краевой зоной протоконтинента — это тот же сегмент протокры, рассеченный многочисленными рифтами первого этапа тектонического раскрытия, т. е. сочетание рифтов и межрифтовых блоков. Толщи шельфов и внутренних прогибов лишь усложняют и маскируют этот рисунок, но, как выясняется, их собственная структура, а также распределение формаций и мощностей полностью зависят от палеотектонического рельефа фундамента, т. е. опять же от распределения в этом фундаменте ранних рифтовых зон. Теперь становится ясно, что и узор зонального метаморфического ореола подчиняется этой же закономерности.

Можно утверждать, что в самом общем виде ко всем зонам рифтогенеза приурочены ореолы низкотемпературного метаморфизма. Наоборот, ко всем межрифтовым зонам тяготеют ореолы высокотемпературного метаморфизма. Это правило иллюстрирует характер распределения метаморфических зон в Главном зеленокаменном поясе. В его центральной области породы изменены очень слабо (зеленосланцевая фация). Быстрое нарастание температуры наблюдается только при переходе к бортовым частям рифта. Зеленокаменный пояс на всем его протяжении оконтуривается поясом гранито-гнейсовых куполов, среди которых обнаруживаются реликты гранулитовых пород фундамента. Вдоль этой полосы гранито-гнейсов, маркирующей естественную границу зеленокаменного пояса, в вулканогенно-осадочных породах повсеместно устанавливается повышение метаморфизма до амфиболитовой фации.

В центральной части Главного зеленокаменного пояса располагается крупный блок протокры — Северо-Муйская глыба. По существу это отторженец, фрагмент протокры, отчлененный от протоконтинента в процессе рифтогенеза (микроконтинент). На

карте метаморфизма фрагмент обрисовывается четким метаморфическим ореолом высокотемпературных изоград, в кульминации которых широко распространены гранито-гнейсовые купола. Эта картина как бы в миниатюре подтверждает общее правило: степень метаморфизма возрастает там, где есть достаточно "толстый" кристаллический фундамент. Там, где его нет или он резко утонен (а это зоны рифтогенеза), метаморфизм всегда оказывается низкотемпературным. Нужно отметить, что упоминание о картине "в миниатюре" слишком вольное: Северо-Муйская глыба не так уж мала — 2500 км<sup>2</sup>.

Если обратиться теперь к краевой зоне протоконтинента, то сначала может показаться, что здесь эта закономерность нарушается. Действительно, в краевой зоне протоконтинента в первично осадочных сериях палеошельфа и внутренних прогибов картируется очень пестрый рисунок метаморфических изоград, отражающий резкие колебания температур, но отчетливой связи метаморфического узора с рифтами как будто не наблюдается. На самом деле это не так.

В Кодаро-Удоканском прогибе, например, реконструкция доудоканской тектонической ситуации показывает, что этот прогиб с его мощной осадочной толщей располагается в зоне схождения разнонаправленных трогов-рифтов: субмеридиональных на севере и субширотных на юге. Структурный рисунок, образованный удоканской серией, в точности повторяет тектонический палеорельеф: над прогретенными под удоканской серией трогами (зеленокаменными поясами первого этапа раскрытия) в Кодаро-Удоканском прогибе картируются глубокие синклинали, образованные породами удоканской серии. Мощность серии в таких местах резко нарастает по сравнению с окружающими участками. Повышение температуры метаморфизма повсеместно приурочено к периферическим поднятиям, окружающим прогиб со всех сторон, а также к тем участкам внутри прогиба, которые расположены над погребенными межрифтовыми зонами в фундаменте. Мы видим, следовательно, что независимо от того, погребены ли рифты под осадочной толщей или нет, именно от их расположения зависят контуры распределения плотности теплового потока и в конечном итоге степень метаморфизма пород перекрывающего их чехла.

Подтверждение этой закономерности находим и в зоне протоконтинентального шельфа. Здесь, в Бодайбинском прогибе (на юге Патомского нагорья), давно известна и хорошо изучена зона метаморфической депрессии (степень изменения пород не превышает добититовой зоны), окруженная со всех сторон резко сближенными изоградами высокотемпературных зон. На поверхности никаких прямых признаков существования рифтогенных зеленокаменных поясов нет. Однако общая отчетливо синклинозная форма структуры, образованной осадочными толщами тонодско-бодайбинской серии, большие мощности отложений по сравнению с мощностями этой серии в окружающих районах, очень слабый метаморфизм пород — все это заставляло искать тектоническую причину такой неоднородности.

Решение этого вопроса подсказывает анализ геологической карты (см. рис. 23), охватывающей всю территорию северного и западного секторов Байкальской горной области. Дело в том, что осевая линия наиболее погруженной части Бодайбинского прогиба уверенно прослеживается в западном, а затем в юго-западном направлении, в район Мамской структурно-фациальной зоны, и совпадает там с осевой линией наиболее погруженной части крупнейшей структуры этой территории, выделяемой обычно под названием "Мамский синклинорий" [Салоп, 1967; Салоп и др., 1974; и др.]. Последний обладает отчетливо выраженной асимметрией: его ось и соответственно наиболее погруженная часть смещены на юго-восток. Как уже упоминалось выше, на юго-западе Мамский прогиб соединяется с Олоkitским прогибом, где широкое развитие получили вулканогенно-обломочные толщи.

В структуре докембрия Байкальской горной области Олоkitский прогиб занимает узловое положение. По данным Г.В. Риле и Е.Ю. Рыка, в основании олоkitской серии располагается маркирующий горизонт кварцитов и хлоритовидных сланцев, прослеживание которого позволило установить стратиграфическое единство этой серии с осадоч-

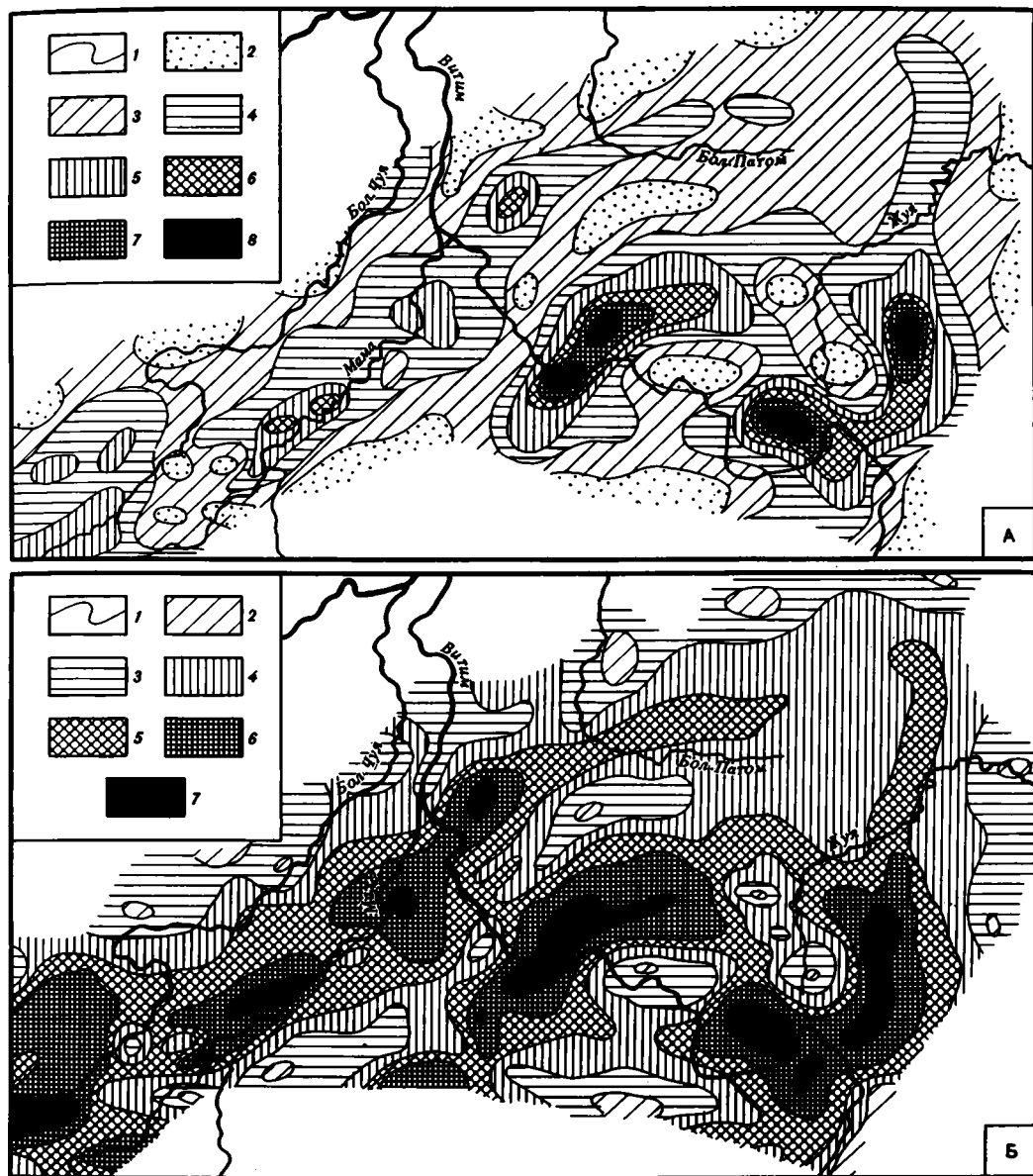


Рис. 31. Глубины залегания подошвы осадочно-метаморфических толщ Патомского нагорья и Северо-Байкальского нагорья (А) и карта аномалий силы тяжести (Б), по И.В. Лобачевскому [1981], с небольшими изменениями

Для А: 1 — изогипсы глубин осадочно-метаморфической толщи; 2–8 — глубины, км: 2–0, 3–0–2, 4–2–4, 5–4–6, 6–6–8, 7–8–10, 8–10–14.

Для Б: 1 — изоаномалы  $\Delta g$  док. усл. ед.; 2–7 — поля равных изоаномал с шагом 4 ед.: 2–0, 3–0–4, 4–4–8, 5–8–12, 6–12–16, 7–16–20

но-метаморфическими сериями Мамской и Патомской структурно-фациальных зон, а также с муйским комплексом Главного зеленокаменного пояса. Сопоставление разрезов показало, что вулканические породы (базальтоиды, кислые эффузивы) Олоkitского прогиба синхроничны только нижним частям разреза тонодско-бодайбинской серии Патомского нагорья (ходоканская, пурпольская, медвежевская свиты). Про-



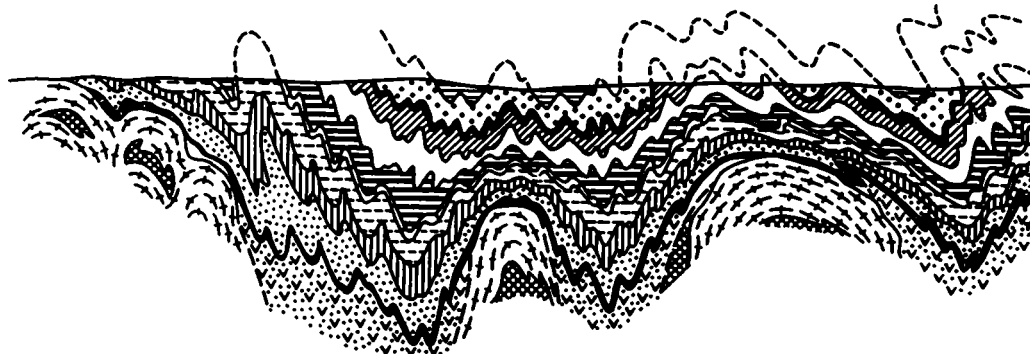


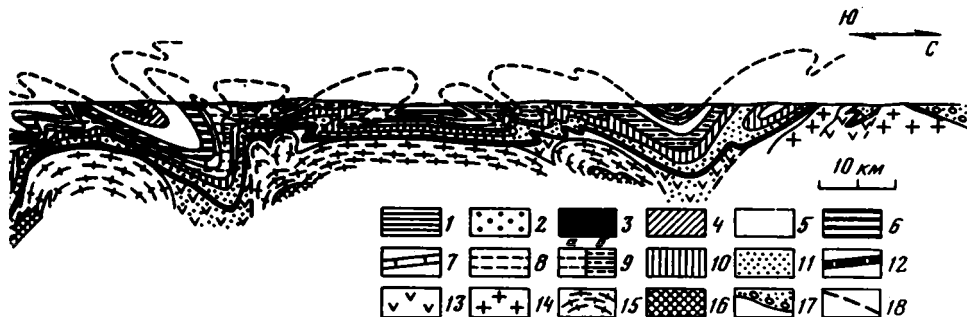
Рис. 33. Схематизированный профиль через Патомское нагорье по линии г. Бодайбо (юг) – Тонодское поднятие (север)

1–13 – тонодско-бодайбинская серия нижнего протерозоя, свиты: 1 – илигирская, 2 – ачангская, 3 – вачская, 4 – аунакитская, 5 – имняхская и хомолхинская, 6 – утаханская и божунхтинская, 7 – бодайбоканская, 8 – бугарихтинская нерасчлененная, 9 – бугарихтинская верхняя (а) и нижняя (б), 10 – хайвергинская, 11 – медвежевская, 12 – пурподьская, 13 – ходоканская; 14–15 – раннепротерозойские синметаморфические гранитоиды: 14 – аллохтонные граниты, 15 – автохтонные гранито-гнейсы; 16 – предполагаемые участки развития повторно метаморфизованных архейских гранулитов; 17 – патомская серия верхнего протерозоя; 18 – разломы, ограничивающие рифтогенные зеленокаменные пояса. Вертикальный масштаб искажен, мелкие разломы сняты

следив теперь смену толщ в обратном направлении, от Олоkitского прогиба к Мамскому и далее к Бодайбинскому, можно видеть, что вулканические породы постепенно исчезают и сменяются осадочными. Частично это фациальное замещение, но главным образом такое изменение объясняется тем, что в северо-восточном направлении вдоль оси прогиба появляются все более молодые члены разреза зонально метаморфизованной серии. Таким образом, в самом северо-восточном, Бодайбинском, прогибе на поверхности оказываются вскрытыми средние и верхние горизонты тонодско-бодайбинской серии. Можно предполагать, следовательно, что на глубине в Бодайбинском прогибе присутствуют нижние горизонты разреза и что они имеют здесь такой же состав, как и в Олоkitском прогибе, где они вскрыты на поверхности и откуда они сюда прослеживаются. Это и позволяет предполагать, что Бодайбинский прогиб располагается над погребенным зеленокаменным поясом.

Такое заключение находится в соответствии с геофизическими данными. Результаты сейсмического зондирования показали [Мишенькин и др., 1975], что непосредственно под зоной метаморфической депрессии Бодайбинского прогиба устанавливается резкий подъем раздела Мохоровичича – он залегает здесь на глубине 36–38 км. На соседних участках, где метаморфизм пород достигает амфиболитовой фации, поверхность Мохо залегает на глубине 45–47 км, т. е. почти на 10 км ниже. Снижение этой границы происходит очень круто, контрастно. На поверхности картируется зона резкоградиентного метаморфизма, точно совпадающая с проекцией на дневную поверхность мантийного уступа. Эта зона хорошо выражена в гравитационном поле [Макарошкина, 1974; Лобачевский, 1981] – она характеризуется резкой гравитационной ступенью. Знаменательно, что подъем границы Мохо сопровождается контрастным изменением граничной скорости по поверхности мантии (7,6–7,8 км/с), которая резко отличается от значений скорости упругих волн в участках, где подъем границы Мохо не наблюдается (8,4–8,8 км/с). Таким образом, налицо признаки существования рифтовой зоны под Бодайбинским прогибом и по геофизическим данным: здесь обнаружен слой разуплотненной аномальной мантии, отмечается резкий подъем границы Мохо.

Можно, конечно, сомневаться, отражают ли неоднородности, установленные сейсмозондированием, докембрийскую структуру? Совершенно очевидно, конечно, что мы имеем дело с неоднородностями современной коры. Однако исключительно высокая степень корреляции глубинной структуры, обнаруженной сейсмическими методами, с ре-



альными докембрийскими структурами заставляет, хотя и в осторожной форме, предполагать, что такая корреляция не случайна. Интересно в этом плане мнение авторов сейсмических исследований [Мишенькин и др., 1975, с. 77]: "Хотя тектонические процессы привели к перестройке рассмотренных структур, некоторые черты глубинного строения, сформированные в байкальскую эпоху складчатости (авторы разделяют традиционные взгляды о возрасте складчатости в регионе. — В.Ф.), по-видимому, сохранились без существенных изменений". Дополнительную информацию дают результаты гравиметрических исследований [Лобачевский, 1981]. Зона метаморфической депрессии и мантийного уступа, а соответственно и предполагаемого положения погребенного зеленокаменного пояса дублируется картой локальных аномалий силы тяжести (рис. 31). Гравитационные минимумы, как и следовало ожидать, соответствуют выходам гранитоидов, а также высокометаморфизованным зонам, где синметаморфические гранитоиды находятся на небольшой глубине. Гравитационные максимумы точно оконтуривают интересующую нас сейчас наиболее погруженную часть Бодайбинского прогиба. В интерпретации И.В. Лобачевского [1981] глубина залегания подошвы осадочно-метаморфических толщ превышает здесь 10 км. Можно думать, что ниже этих глубин и присутствуют вулканические породы погребенного зеленокаменного пояса.

Анализируя в этом стиле размещение метаморфических зон в пределах всей палеошельфовой области, можно убедиться в том, что минимальные значения температур метаморфизма всегда устанавливаются в тех местах, где под толщей шельфа погребены зеленокаменные пояса (рифты) первого и, возможно, второго этапов тектонического раскрытия. Оси рифтовых зон, в том числе и погребенных, показаны на рис. 32 (см. вкл.). Здесь, как и в Кодаро-Удоканском прогибе, зональный метаморфический узор в целом и в деталях совпадает с рисунком палеотектонического рельефа, "заданного" в рифтовую стадию развития территории: низкотемпературные зоны в толщах шельфа располагаются над прогибами в фундаменте (рифтами), а высокотемпературные — над поднятиями, т. е. над межрифтовыми участками.

В Западном Прибайкалье тектоническая ситуация определяется расположением двух основных структур — Сарминского и Главного (Байкало-Витимского) зеленокаменных поясов. Они разделены выступом архейского гранулит-базитового слоя. Рисунок изоград в обоих зеленокаменных поясах свидетельствует о нарастании метаморфизма по направлению от осевых зон рифтов к их периферии, где обнаруживаются гранитоиды и реликтовые участки диафторированных гранулитов — картина, типичная и обычная для всего юга Сибири. Распределение зон метаморфизма независимо от того, перекрыты или не перекрыты зеленокаменные пояса осадочными толщами шельфа или внутренних прогибов, вполне закономерно и, как мы убедились, связано с процессом рифтогенеза.

Кроме того, резкое утонение протокры в зонах рифтогенеза и приуроченность высокотемпературных метаморфических ореолов к межрифтовым блокам свидетельствуют о прямой зависимости температуры метаморфизма от толщины гранулит-базитовой протокры. Такой вывод логичен, ибо в фанерозойских зонах рифтогенеза

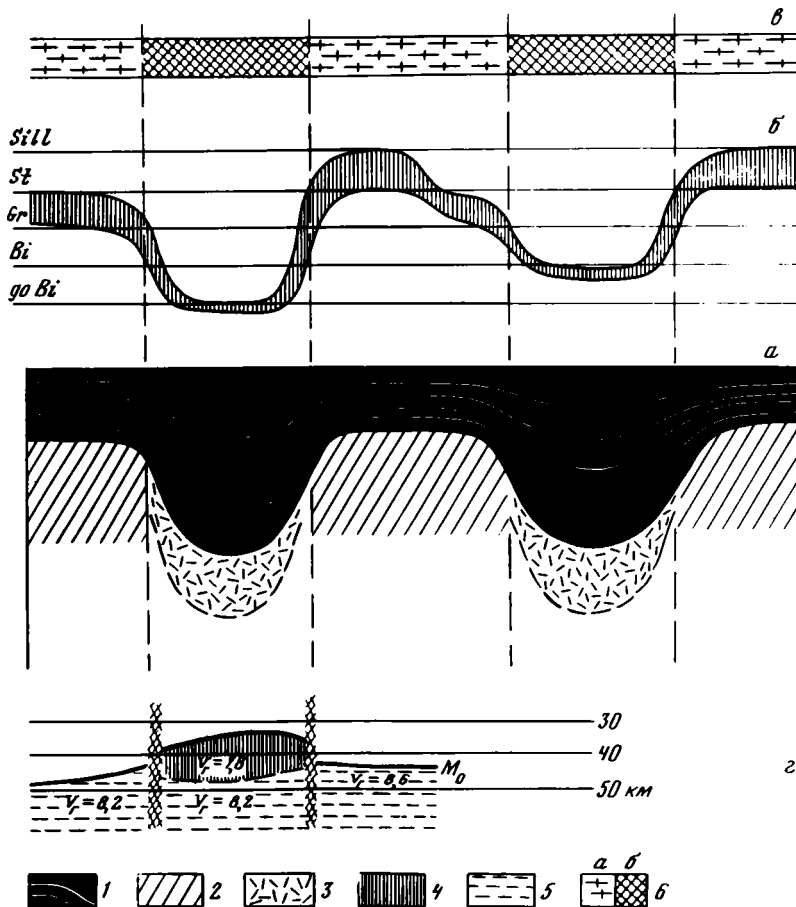


Рис. 34. Зависимость пространственного расположения зон больших и малых мощностей толщ палеошельфа и внутренних прогибов (а), зон высоко- и низкотемпературного метаморфизма (б) и зон гранитизации (в) от расположения погребенных зеленокаменных поясов в фундаменте и глубинная структура по данным ГСЗ для погребенного зеленокаменного пояса (г) [Мишенькин и др., 1975]

1 — осадочные толщи палеошельфа и внутренних прогибов; 2—3 — фундамент палеошельфа: 2 — кристаллические комплексы гранулитовой фации метаморфизма, 3 — вулканогенно-осадочные толщи зеленокаменных поясов; 4 — аномальная мантия; 5 — нормальная мантия ( $M_0$  — поверхность Мохоровичича); 6 — гранито-гнейсы (а), зоны отсутствия гранито-гнейсов (б)

теплопоток фокусируется в собственно рифтовых зонах, а по мере удаления от них быстро ослабевает. Нарушение этого правила в нашем случае указывает на дополнительную причину теплогенерации. Выше этот вопрос был подробно рассмотрен. Здесь укажем только, что эмпирически установленная закономерность — чем толще гранулит-базитовая протокора, тем интенсивнее проявлен температурный градиент зонального метаморфизма — подтверждает тот факт, что вклад экзотермических реакций окисления восстановленного флюида в общий баланс тепла при его миграции через "сухую" протокору оказывается весьма значительным. Именно поэтому можно наблюдать резкое нарастание температуры метаморфизма в осадочных толщах шельфа на поднятиях (межрифтовые блоки), где мощность этих толщ относительно невелика, а мощность гранулит-базитового фундамента значительна, и, наоборот, низкотемпературный метаморфизм осадочных толщ в прогибах, где их мощность очень большая, но толщина гранулит-базитового слоя резко уменьшена в результате предшествовавшего рифтогенеза.

Эти выводы иллюстрируют рис. 33 и 34. На рис. 33 показан профиль через Патомскую палеошельфовую зону. Из-за интенсивной складчатости и мелкого масштаба здесь не сразу удастся обнаружить тенденции в изменении мощностей, фаций и других параметров, которые выявлены при полевых исследованиях и установлены в конкретных разрезах. Поэтому на рис. 34 сделана попытка изобразить эти тенденции в идеализированном виде. На одном графике этого рисунка хорошо видно, что стиль изменения мощностей шельфовых толщ находится в зависимости от строения их фундамента, и в частности от расположения в его структуре зеленокаменных поясов. Наращение мощностей одноименных свит в прогибах и поднятиях отчетливо обнаруживается по мере продвижения с севера на юг поперек палеошельфовой зоны. Нужно подчеркнуть, что, конечно, это не реальный разрез и не палинспастическая схема (здесь нет развертки складчатой структуры), а только условный рисунок. На других графиках показана принципиальная картина соотношений структуры фундамента шельфовых толщ с зонами метаморфизма и гранитизации.

Закономерности, выявленные при изучении структурной позиции зон метаморфизма, подтверждаются и данными о структурном положении раннепротерозойских синметаморфических гранитоидов.

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВОВ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды этого возраста занимают очень большие площади, но ареал их распространения ограничен главным образом краевой зоной протоконтинента. В пределах Главного зеленокаменного пояса гранитоиды такого типа встречаются редко и, как показывают результаты исследований, развиваются там только в пределах блоков протокры, отчлененных от протоконтинента в результате рифтогенеза. По отношению к процессам регионального метаморфизма они образуют группы синметаморфических и постметаморфических гранитов. Сейчас нас интересует только первая группа. Здесь не рассматриваются и гранитоиды, связанные с формированием габбро-плагиигранитной формации и образующие совсем иную, но тоже синметаморфическую группу массивов, локализованных исключительно в зонах максимального раскрытия Главного зеленокаменного пояса.

Синметаморфические гранитоиды формируют два типа массивов — автохтонные и аллохтонные. Автохтонные гранитоиды в подавляющем большинстве участвуют в строении куполовидных структур. Под этим общим названием объединяются структурные формы самой различной морфологии: собственно купола изометричных очертаний, грибообразные, мультяшные тела, валы, асимметричные и изогнутые в плане и в разрезе амфибоидные структуры и т. д. В этом отношении они совершенно идентичны куполам, составляющим один из главных компонентов структуры фундамента всех древних платформ мира. Как и везде, куполообразование пространственно и генетически связано здесь с зеленокаменными поясами<sup>1</sup>.

Гранито-гнейсовые купола концентрируются в виде полос, поясов, цепочек, полей. Площади развития автохтонных синметаморфических гранито-гнейсов и гнейсовидных гранитов всегда обнаруживают полное пространственное и структурное совпадение с ореолами высокотемпературного метаморфизма андалузит-силлиманитового и кинит-силлиманитового типов. Они отсутствуют во внутренних частях зеленокаменных поясов, но всегда участвуют в строении их бортов и межрифтовых зон. Сами зеленокамен-

<sup>1</sup> При геологическом картировании территории юга Сибири, и в частности Байкальской горной области, огромное число куполов было пропущено. А между тем именно эти регионы, как теперь выясняется, принадлежат к областям исключительно мощно и ярко проявленной купольной тектоники. Интересно, что исследователи сибирской геологии, интересующиеся проблемами формирования куполов, обращаются, как правило, к зарубежным примерам для иллюстрации тех или иных положений этой проблемы, в то время как несметное количество таких структур занимает тысячи квадратных километров на юге Сибири.

ные пояса нередко оказываются, при интенсивном развитии процесса гранитизации, как бы вплавленными в гранитоиды своими бортами.

Структурные закономерности, установленные при изучении метаморфических ореолов, получают еще более четкое выражение в полях гранито-гнейсов. Это и понятно, так как если метаморфизм проявлен в комплексах раннего протерозоя практически повсеместно и мерой его структурного выражения является лишь интенсивность процесса (в рифтах — слабый метаморфизм, в межрифтовых зонах — сильный), то когда мы обращаемся к анализу пространственного и структурного размещения синметаморфических гранитоидов, то обнаруживается, что ареал их развития ограничен гораздо более жестко. Гранитоиды присутствуют только в зонах поднятий и совершенно отсутствуют в прогибах. Как мы уже видели, в краевой зоне протоконтинента прогибы с их осадочным выполнением располагаются над рифтовыми зонами в фундаменте. Эмпирически установлено, что эта обстановка "противопоказана" для гранито-гнейсов. Они точно так же, как и высокотемпературные метаморфические ореолы, локализованы только в межрифтовых зонах.

Изучение структурного положения гранито-гнейсов позволяет обнаружить еще одну важнейшую особенность этих пород, отражающую основной этап формирования собственно "гранитного" слоя континентальной коры. Давно было обращено внимание [Лейтес, Федоровский, 1972], что, хотя автохтонные гранитоиды по возрасту являются раннепротерозойскими (они непосредственно прорывают породы нижнепротерозойских стратифицированных серий), наибольшие объемы гранитоидов сосредоточены не среди, как можно было бы ожидать, нижнепротерозойских толщ шельфа или внутренних прогибов, а в их архейском кристаллическом фундаменте. В этом отношении массивы автохтонных гранитоидов напоминают айсберги: только одна десятая часть их объема проникает в осадочно-метаморфический чехол нижнего протерозоя, а девять десятых находится в теле архейского фундамента.

Эта картина прослеживается очень четко. В Кодаро-Удоканском прогибе на всем 500-километровом его периметре гранито-гнейсы образуют многочисленные купола, которые в плане составляют довольно широкое кольцо. Породы удоканской серии прорваны гранитоидами, но практически нет мест, где граниты уходили бы далеко вверх по разрезу серии. Как правило, они проникают в ее толщу не далее горизонтов нижней подсерии, т. е. на первые десятки или сотни метров. Вместе с тем архейские кристаллические породы, подстилающие удоканскую серию, охвачены гранитизацией повсеместно — ширина гранитного кольца в плане достигает десятков километров, а в разрезе, как показывают графические построения, мощность зоны гранитизации измеряется километрами.

В Патомском нагорье автохтонные гранитоиды образуют куполовидные массивы или группы куполов, приуроченные к крупным поднятиям. Как и в Кодаро-Удоканском прогибе, гранитоиды прорывают и деформируют породы осадочного чехла, содержат их скиалиты, но при этом сами гранитоиды почти не заходят далеко вверх по стратиграфической вертикали и обычно образуют с породами чехла конформную структуру. Как правило, это типичные "окаймленные" купола. В предыдущих главах высказано предположение, что эта ситуация объясняется условиями гермостатирования: водосодержащая толща чехла экранирует прохождение окисленных флюидов, преодолевших "сухую" толщу протокры. Отклонения от этой общей картины, т. е. случаи проникновения гранитоидов в верхние горизонты разреза осадочных толщ чехла, наблюдаются только в районах Чумаркойского и Верхнежуинского поднятий, где гранитоиды пересекают толщи почти всего разреза тонодско-бодайбинской серии. Это явление здесь связано с интенсивными горизонтальными перемещениями аллохтонных пластин в структуре шельфа, которые непосредственно предшествовали формированию гранитов. По-видимому, разрывные зоны, определявшие контуры пластин, снимали условия термостатирования. Несмотря на это, локализация автохтонных гранитоидов в зонах поднятий очевидна. Как и в случае с распределением метаморфических зон, интенсивность гранитизации является функцией достаточно большой мощности прото-

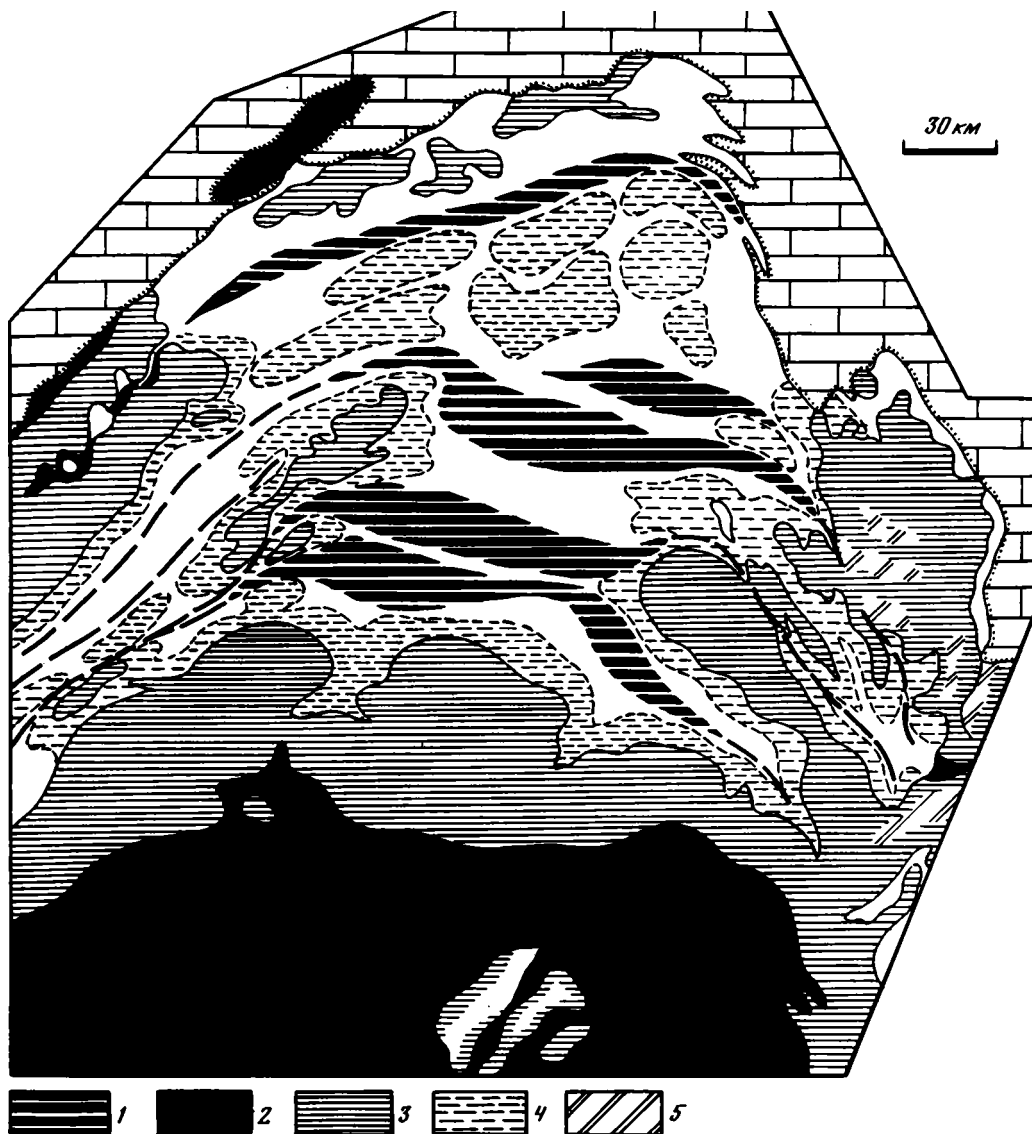


Рис. 35. Схема расположения основных погребенных зеленокаменных поясов в структуре Патомского нагорья

1–2 – зеленокаменные пояса: 1 – погребенные (продолжение осевых зон поясов показано пунктиром), 2 – вскрытые в современном срезе; 3 – поля развития гранито-гнейсовых куполов; 4 – купола, не вскрытые в современном срезе, но реставрируемые по структуре перекрывающего палеошельфа; 5 – реликты архейских пород гранулитовой фации метаморфизма среди гранито-гнейсовых куполов раннего протерозоя

коры, вовлеченной в сферу действия теплового потока и мантийного флюида. Эти условия существовали только в межрифтовых зонах. Отсюда жесткая приуроченность гранито-гнейсов к зонам поднятий.

На рис. 35 показаны погребенные зеленокаменные пояса в структуре палеошельфа Патомского нагорья. В отдельных случаях (например, в бассейне р. Саталах) существование погребенных поясов доказывается находками в современном срезе на фланге пояса вулканитов бимодальной ассоциации. В других местах существование погребен-

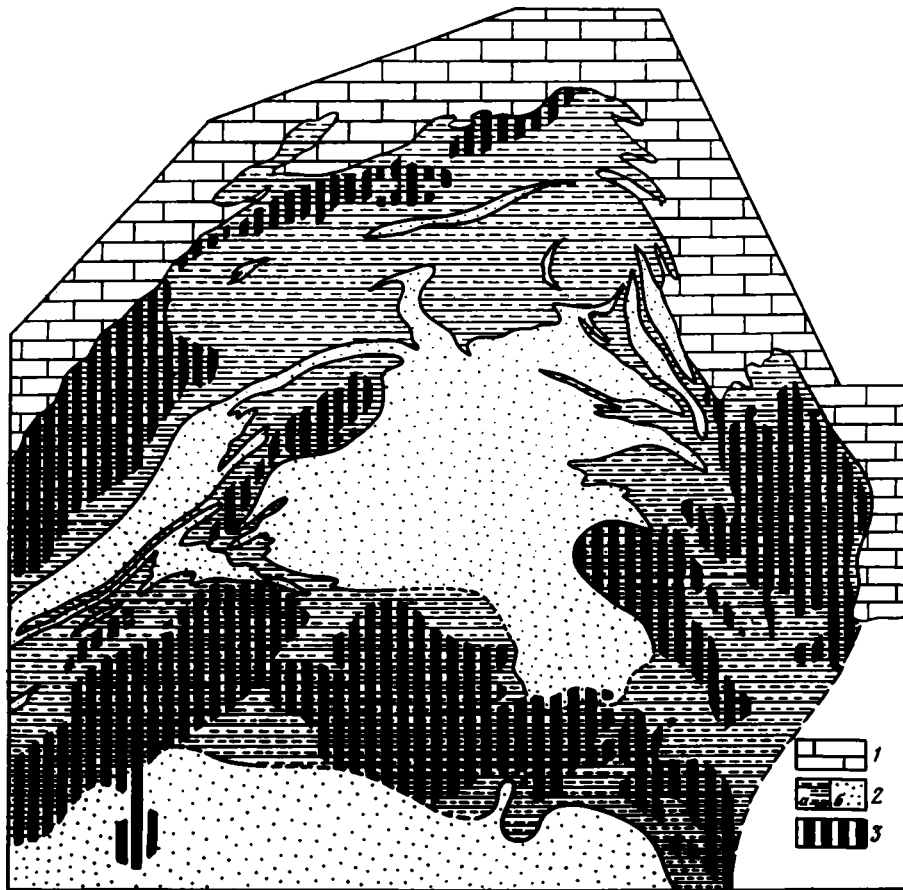


Рис. 36. Приуроченность синметаморфических гранитоидов к антиклинорным зонам в структуре докембрия Патомского нагорья и прилегающих районов

1 — платформенный чехол (рифей — палеозой); 2 — поля развития метаморфических пород нижней (а), средней и верхней (б) частей разреза тонодско-бодайбинской серии нижнего протерозоя; 3 — поля развития синметаморфических гранитоидов раннего протерозоя

ных поясов следует из распределения фаций в современном срезе и присутствия вулканитов в зонах ундуляции шарниров крупных синклинорных структур уже за пределами нагорья (например, вулканиты на простирании оси Южного Бодайбинского синклинория, на юго-западном фланге Мамской полосы). Но в большинстве случаев погребенные пояса реставрируются по комплексу косвенных данных, документируемых в перекрывающем шельфе: синклинорная структура, спад метаморфизма, возрастание мощности пород, стиль изменения фаций и т. д. Возможность обнаружения погребенных зеленокаменных поясов следует из всей суммы накопленных данных. Вместе с тем нужно отметить, что сами контуры погребенных зеленокаменных поясов не могут быть установлены с достаточной точностью. Для этого необходимо проведение специальных, главным образом геофизических, исследований, детальность которых должна быть велика.

Рис. 36 показывает жесткую приуроченность синметаморфических гранитоидов к антиклинорным зонам (поднятиям). На рис. 37 можно видеть основные участки расположения как гранито-гнейсовых куполов со вскрытым гнейсовым ядром, так и структур, гнейсовое ядро которых не обнажено. Этот рисунок по существу является прогнозной схемой для поисков нескрытых куполов. Сравнение изображенных на рис. 35–37 схем между собой, а также с геологической картой Патомского нагорья,

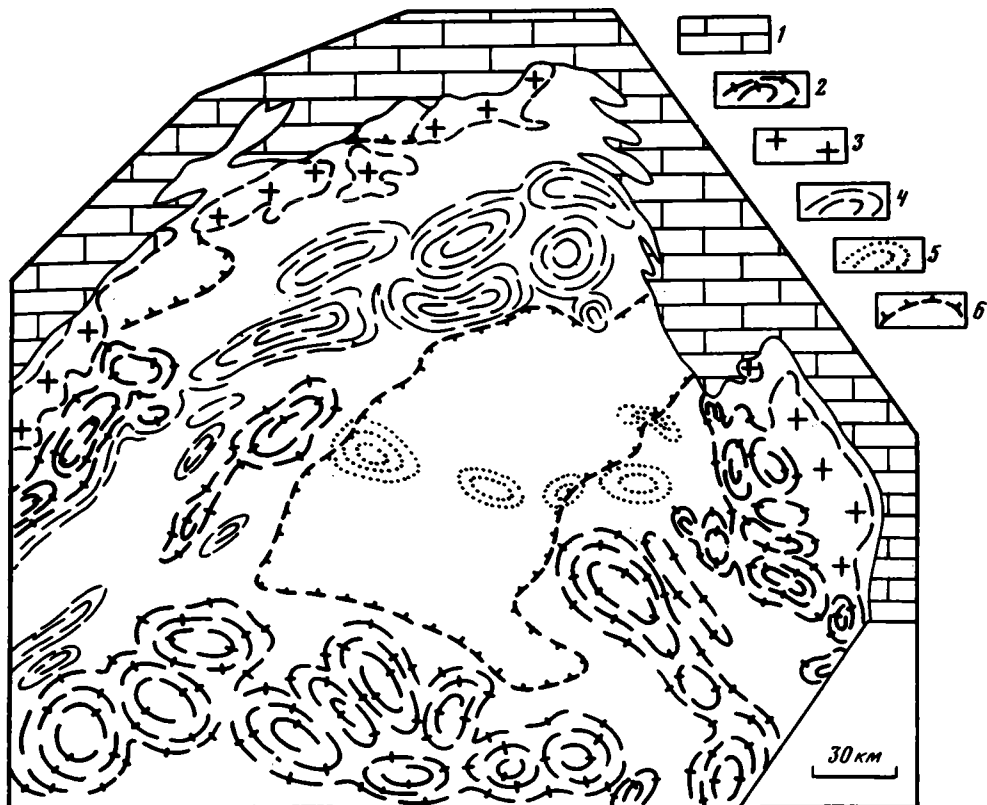


Рис. 37. Схема расположения гранито-гнейсовых куполов в Патомском нагорье

1 – осадочные толщи верхнего протерозоя; 2–4 – гранито-гнейсовые купола в нижнепротерозойском комплексе: 2 – вскрытые на поверхности (гнейсовое ядро), 3 – образованные синметаморфическими аллохтонными гранитами, 4 – "сланцевое обрамление" куполов над не вскрытыми эрозией гнейсовыми ядрами; 5 – предполагаемые на глубине гранито-гнейсовые ядра куполов (по геофизическим данным); 6 – изогрда граната, очерчивающая контур поля интенсивно метаморфизованных пород (бергштрихи обращены в сторону зон низкотемпературного метаморфизма)

картой метаморфизма, геофизическими картами свидетельствует об историко-геологической и пространственной связи структур фундамента и чехла, связи эндогенных и экзогенных событий, определивших интегральную геологическую картину в нагорье.

Кроме автохтонных гранитоидов, в краевой зоне протоконтинента закартированы крупные массивы аллохтонных, но все еще синметаморфических гранитоидов (Патомское нагорье, Западное Прибайкалье). С автохтонными они связаны постепенными переходами. В отличие от автохтонных гранитоидов, которые развиты в зонах кульминации высокотемпературного метаморфизма, аллохтонные синметаморфические граниты пересекают изограны метаморфической зональности. В целом конфигурация массивов нередко дискордантна по отношению к узору метаморфических изоград. Петрологические данные [Кориковский и др., 1974; Кориковский, Федоровский, 1980] указывают на внедрение этих гранитов в момент максимального метаморфизма, когда метаморфический ореол уже вполне развит, но спад температур еще не начался. Геологические данные свидетельствуют о небольших масштабах перемещений аллохтонных гранитов: обычно они картируются в непосредственной близости от зон высокотемпературного метаморфизма, а в общей структуре занимают ядерные части крупных поднятий и их склоны (Лонгдорское, Тонодское и Чуйское поднятия в Патомском и Северо-Байкальском нагорьях).

Масштабы раннепротерозойской гранитизации были, как уже указывалось, очень



велики. С этим процессом связывается формирование мощного и контрастно выраженного "гранитного" слоя. Совершенно очевидно, что становление дорифейской континентальной коры происходило при участии вещества верхней мантии, т. е. автохтонным способом [Тектоника Северной Евразии, 1980]. В областях фанерозойского тектогенеза формирование континентальной коры нередко осуществляется и аллохтонным путем. При этом большое значение обычно придается зонам субдукции или обдукции, с которыми связывается динамика переходных областей от океанов к континентам, т. е. областей развития островных дуг и краевых морей. В геодинамических ситуациях раннего докембрия Байкальской горной области мы не встречаем отчетливых признаков субдуктивного процесса. Является ли это отражением специфики раннедокембрийского тектогенеза в целом или таков механизм становления континентальной коры только на данной территории? Обсуждение вопроса о статусе субдукции в раннем докембрии представляет определенный интерес при попытках сравнительного анализа фанерозойских и дорифейских геодинамических обстановок.

#### РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ: ЗАПРЕТ НА СУБДУКЦИЮ?

Рассмотренные выше материалы показывают, что во второй половине раннего докембрия в Байкальской горной области возникла контрастно выраженная система тектонических неоднородностей — протоконтинент (с краевой зоной шельфа на гранулит-базитовой протогоре) и Главный зеленокаменный пояс. Формирование последнего происходило в условиях рифтогенеза; оно сопровождалось полным раскрытием протокры и становлением коры океанического типа в осевой зоне рифта. Это обстоятельство позволяло надеяться на обнаружение островодужных геодинамических обстановок и палеотипных зон субдукции. Первоначально автор так и объяснял появление вулканогенно-обломочной толщи падринской серии в Среднеивитимской горной стране [Лейтес, Федоровский, 1977а, 1978], несогласно перекрывающей спилит-кератофировую ассоциацию каралонской серии осевой зоны зеленокаменного пояса. Вместе с тем осталось сомнение в правильности такой интерпретации, нараставшее по мере накопления материала. В результате исследований, проведенных в 1980 г., стало ясно, что масштабы тектонического раскрытия в Главном зеленокаменном поясе были весьма невелики и, по-видимому, не превышали 500 км. При этом выяснилось, что реконструированная ширина новообразованного сегмента океанической коры в зоне максимального раскрытия составляла около 80–100 км. Остальную, большую часть пояса занимают прибортовые грабеновые фации, а также крупные фрагменты, отторженные протокры, отчлененные от протоконтинента. Возможно ли появление зон субдукции в этой ситуации? Когда вообще возникают условия для реализации такого механизма? Чтобы как-то подойти к ответу на этот вопрос, целесообразно сначала обсудить шансы осуществления субдуктивного механизма на самом раннем, архейском, этапе.

В геологической литературе вопрос о статусе субдукции в раннем докембрии обсуждается очень активно. Д. Грин [Green, 1975] на основе экспериментальных исследований на коматиитах рассчитал температурные градиенты архея. По его данным, «базальты полностью должны были находиться в пределах поля устойчивости гранатовых гранулитов и поэтому не могли погрузиться в мантию. Вместо этого они должны были накапливаться рядом с небольшими континентальными ядрами и частично плавиться только в том случае, если мощность "протокры" достигала около 25 км, образуя в результате гранодиоритовые и гранитные интрузии. Только с уменьшением температурных градиентов базальты войдут в поле стабильности эклогитов и в результате последующего возникновения градиента плотности приведут в движение процесс субдукции» (цитируется по Я. Вейзеру [1980, с. 572]). Исходя из данных Д. Грина, Я. Вейзер с учетом своих исследований по эволюции изотопных отношений стронция приходит к такому выводу: "Протогора океанического или промежуточного состава... вследствие высоких температурных градиентов в течение архея... не могла подвергнуться переработке в стабильную континентальную кору. Этот процесс запаздывал до тех пор,

пока температурные градиенты не уменьшились до такой степени, чтобы эклогиты стали устойчивыми" [Там же, с. 572]. Этот вывод согласуется, как видим, с данными, которые приводит Ф.А. Летников [1979] об эволюции мантийного флюидного режима.

Близкие представления развивает и Р. Ламберт [1980]. Анализируя результаты исследований Д. Грина [Green, 1975] и Д. Гриттса [Griggs, 1972] и исходя из вывода о значительной теплогенерации в архейское время (Р. Ламберт считает, что она в три раза превышала современную), этот автор оценивает шансы развития субдуктивной пластины как ничтожные: погружающаяся часть пластины должна была в этих условиях нагреваться гораздо быстрее, чем в нынешних условиях. Р. Ламберт пишет также, что время, необходимое для нагрева такой пластины, пропорционально квадрату ее мощности, и поэтому очень быстро должно было происходить ее уравнивание с мантией, т. е. полное прекращение субдуктивного процесса, если он вообще начинался. Если учесть, кроме того, что верхняя мантия тогда была богаче калием, чем современная, то окажется, что теплогенерация в ней вырабатывалась со скоростью, на порядок превышающей скорость современной теплогенерации. Все эти факторы, по мнению Р. Ламберта, налагают "запрет на субдукцию" (это выражение заимствовано у Р. Ламберта в названии данного раздела). В целом этот автор приходит к выводу о том, что имеющиеся материалы "свидетельствуют в пользу концепции тонкой, не поддающейся субдукции литосферы и, следовательно, не в пользу обстановки тектоники плит" [Ламберт, 1980, с. 376].

Существуют и противоположные представления, согласно которым в архее литосферные плиты были очень многочисленны, отличались малыми размерами по сравнению с фанерозойскими и современными. Зоны поглощения коры в этом варианте имели гигантскую суммарную протяженность, а сам процесс субдукции должен был происходить с огромными скоростями поглощения. Модели этого рода довольно многочисленны. Они здесь не рассматриваются, что объясняется только личной привязанностью автора к альтернативной точке зрения. Оговоримся, однако, что и те модели, в которых действие механизма тектоники плит распространяется на всю геологическую историю, тоже, конечно, имеют свою аргументацию, и эти модели нельзя просто игнорировать. Проблема носит ярко выраженный поисковый характер, и сейчас трудно предусмотреть окончательный результат. И все же сравнительный анализ моделей приводит меня к выводу о том, что более правомерна позиция тех авторов, которые доказывают невозможность реализации механизма субдукции в архее. Представляется, что такая концепция больше согласуется с фактическими и расчетными данными, а также с результатами экспериментов.

Сложнее обстоит решение вопроса о возможности осуществления субдуктивного механизма во второй половине раннего докембрия, т. е. в раннем протерозое.

Дж.Тарни [1980], анализируя особенности геохимии высокометаморфизованных гнейсов Шотландии, Гренландии и Гебридских островов, показал, что примерно на рубеже 2,6 млрд. лет, когда происходил интенсивный вынос низкоплавких и теплолюбивых составляющих — калия, рубидия, тория и урана, "нижняя основная кора" (под этим термином автор понимает, по-видимому, возникновение контрастных гранитного и нижнего базальтового слоев континентальной коры) становится более тугоплавкой и прочно соединяется с подстилающей мантией. Это "могло существенно увеличить эффективную мощность плит. Может быть, это связано с переходом от архейской тектоники к тектонике протоплит в протерозое" [Тарни, 1980, с. 418].

Судя по цитированному тексту, Дж.Тарни полагает, что в протерозое кора уже обрела те качества, которые являются минимально необходимыми для реализации таких геодинамических ситуаций, которые определяются механизмом взаимодействия литосферных плит, что, в свою очередь, позволяет "ввести в игру" весь арсенал терминов новой глобальной тектоники.

Такое решение не представляется столь ясным, как это может показаться с первого взгляда. Рассматривая приведенные выше графики изменения различных параметров в течение геологической истории (см. рис. 28), можно было убедиться в критическом,

переломном значении рубежа 2,5–2,8 млрд. лет. Это и резкое, внезапное нарастание выноса стронция, щелочей, радиоактивных элементов и столь же резкое увеличение мощности континентальной коры, сопровождавшееся становлением гранитного слоя, быстрая эволюция мантийного флюидного режима, экспоненциальное уменьшение теплогенерации и т.д. В литературе обычно обращают внимание именно на нижний геохронологический рубеж этих событий, которые выражены настолько феноменально и мощно, что многих исследователей они просто гипнотизируют. На самом же деле здесь совершенно отчетливо просматриваются не один, а два важнейших рубежа: нижний (2,5–2,8 млрд. лет), отражающий начало экспоненциального нарастания указанных параметров, и верхний (около 2,0 млрд. лет), когда все они достигли максимума и когда экстремальные ситуации по существу завершились. Неправомочно отдавать предпочтение одному из этих рубежей — оба они отражают события переломного значения.

Какой из них был решающим для реализации процесса субдукции? Я.Вейзер, например, полагает, что достижение этих условий произошло в конце архея, и это привело в движение процесс переработки протокры, «обуславливая тем самым наиболее ярко выраженную "гранитную фазу" в геологической истории» [Вейзер, 1980, с. 572]. На основе модельных расчетов он заключает далее, что две трети современного площадного распространения гранитного слоя континентальной коры были образованы между 2,7–1,8 млрд. лет назад. С этими выводами полностью согласуются и результаты наших исследований. Однако предположение Я.Вейзера о столь масштабном проявлении субдукции уже в раннем протерозое встречает возражения.

Эндогенные режимы раннепротерозойского этапа все еще сильно ограничивали реальное проявление этого процесса. Это, во-первых, недостаточно эффективная мощность плит (оптимальную толщину литосферные плиты приобретают только в конце раннего протерозоя, когда завершились процессы массовой гранитизации). Во-вторых, это малые размеры "океанических" бассейнов, которые на порядок или даже на два порядка отличались от размеров фанерозойских, в том числе и от современных океанов. В связи с этим вряд ли можно предполагать сколько-нибудь значительные масштабы спрединга в каждом отдельно взятом зеленокаменном поясе или океанической зоне. Одного этого достаточно для того, чтобы отрицать и сколько-нибудь заметные масштабы субдуктивного процесса, если даже предположить, что он осуществлялся. Наконец, в-третьих, проявлению субдукции препятствовало и то обстоятельство, что протоконтинентальные плиты не были "пассивными пассажирами" в тектонических процессах раннего протерозоя; наоборот, они ввиду своей гравитационной неустойчивости самым активным образом взаимодействовали с подстилающей мантией. Можно полагать, таким образом, что если в архее субдуктивный механизм вообще не мог осуществляться, то в раннем протерозое все еще оставались сильные ограничения для его реализации. Можно думать также, что если процессы субдукции все же происходили, то их масштабы не могли быть значительными.

Р.Ламберт [1980, с. 376], по-видимому, впервые обратил внимание на то, что "в протерозое ... редки андезиты; это может быть связано с тем, что тогда не было кварцевых эфлогитов, которые могли бы частично плавиться в зонах субдукции". При составлении банка данных и анализе петрохимии вулканитов зеленокаменных поясов А.Ф.Грачев и В.С.Федоровский [1980, 1982; Grachev, Fedorovsky, 1979, 1981] получили такой же вывод: андезиты в раннем докембрии не имели сколько-нибудь широкого развития. Если связывать процесс фракционирования андезитов с механизмом субдукции (а именно такая концепция сейчас наиболее распространена), то вывод об отсутствии субдукции в раннем докембрии согласуется с составом вулканитов того времени.

Многие геологи сходятся сейчас на том, что "включение" механизма субдукции возможно только при фракционировании из мантии достаточного объема континентальной коры. На примере регионов Восточной Сибири мы убеждаемся в том, что экспоненциальный рост континентальной коры здесь происходил именно в интервале 2,6–

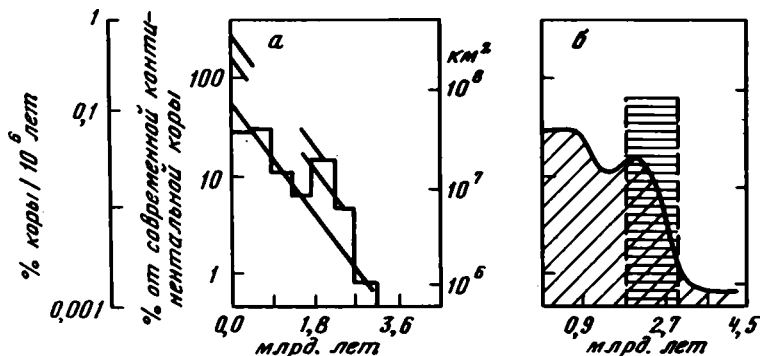


Рис. 38. Современное площадное распространение континентального фундамента как функция его геологического возраста (а – график по Я.Вейзеру [1980], б – упрощенный график)

Кривая линия показывает рост площадки, занятой континентальной корой разного возраста. Горизонтальная штриховка выделяет интервал времени 2,7 (2,8) – 1,8 млрд. лет, отмечающий экспоненциальный рост площади, занятой континентальной корой

1,8 млрд. лет, т.е. в раннем протерозое. Только после этого можно было бы предполагать и осуществление субдуктивного механизма.

Этот вывод находится в соответствии с представлениями других авторов. Основываясь на данных П.Херли и Дж.Ранда [Hurley, Rand, 1969], Я.Вейзер составил график современного площадного распространения континентального фундамента как функции его геологического возраста (рис. 38). Он отмечает, что хотя эти данные охватывают две трети континентальной поверхности, они "несомненно являются наиболее исчерпывающей сводкой, имеющейся в настоящее время" [Вейзер, 1980, с. 569]. Из графика следует, что интервал 2,7–1,8 млрд. лет отражает резкий пик фракционирования. При этом хорошо видно, что до и после этого интервала фракционирование континентальной коры подчиняется линейному закону (масштаб графика полулогарифмический, возрастной шаг 450 млн. лет). Это означает, что если субдукция существует, то роль спускового импульса для проявления этого процесса сыграло возникновение огромных объемов континентальной коры именно в интервале 2,7–1,8 млрд. лет.

Итак, мы видим, что земная кора приобретает необходимую жесткость, контрастность и мощность не в начале раннего протерозоя, а к концу этой эпохи. Гигантские, циклопические масштабы континентального корообразования, завершившиеся к этому времени, кардинально изменили общий стиль геодинамики последующих эпох. Только с этого времени возникли условия для осуществления механизма субдукции.

Это положение представляется важным при рассмотрении проблем формирования континентальной коры в раннем докембрии. Здесь речь идет уже не столько о субдукции как таковой, а о механизме формирования гранитно-метаморфического слоя в целом. В фанерозое этот процесс осуществляется в переходных зонах от океанов к континентам, структурно выраженных островными дугами и краевыми морями. Обращаясь к комплексам раннего докембрия, мы убеждаемся, что главные объемы континентальной коры возникали тогда в результате преобразования ранее созданной специфической протокры; роль краевых морей и островных дуг в этом процессе была незначительна. Если рассматривать конечный результат геологического процесса как становление континентальной коры, то можно видеть три основных этапа. Первый (или ранний) этап завершился формированием архейской гранулит-базитовой протокры. Сущность второго (среднего) этапа состоит в преобразовании протокры и возникновении первой в геологической истории континентальной коры с контрастно выраженными "гранитным" и "базальтовым" слоями (ранний протерозой). Третий (поздний) этап отражает время преимущественного формирования континентальной коры в результате трансформации коры океанического типа, когда стал возможен субдуктивный процесс (фанерозой).

## КОМПЛЕКСЫ-ПОКАЗАТЕЛИ СТАНОВЛЕНИЯ ПЕРВОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

В концепции стадийного формирования континентальной коры, развиваемой в Геологическом институте АН СССР [Пейве и др., 1976; Тектоника Северной Евразии, 1980], особое значение придается так называемым комплексам-показателям становления коры такого типа. На последних этапах процессов континентального корообразования, когда в результате тектонического сжатия, метаморфизма и гранитизации происходит перемещение на новые уровни границ раздела основных слоев коры, возникают глубокие синклинальные корны, что ведет к изостатическому поднятию территорий и формированию горного рельефа. Появляется грубообломочная верхняя моласса, а вдоль границы континентального и океанического сегментов — вулканоплутонические комплексы, парагенетически связанные с верхними молассами.

В геологической истории Байкальской горной области да и всей Восточной Сибири подобные образования впервые появляются в конце раннего протерозоя. Никаких следов существования таких комплексов в более ранние эпохи не существует, и это может служить одним из наиболее весомых аргументов, доказывающих отсутствие более древних, чем раннепротерозойские, континентальных кор в пределах названной территории. Выделяются два типа позднеорогенных образований: 1) анортозит-рапакиви-гранитная формация, 2) вулканоплутоническая ассоциация и поздние молассы.

Специфическая и известная только в докембрии анортозит-рапакиви-гранитная формация является по существу первым в геологической истории Земли образованием, непосредственно указывающим на достижение высокой степени стабилизации земной коры и, что самое важное, на возникновение достаточно большой мощности коры. На принадлежность этой формации к областям тектонической стабилизации указывают многие исследователи [Великославинский и др., 1978; Биркис, 1980; Богатиков, 1979; Салоп, 1973]. Характернейшая черта анортозит-рапакиви-гранитной формации — полная дифференциация расплавов.

Два обстоятельства определяют тектонический аспект проблемы происхождения анортозит-рапакиви-гранитной формации. С одной стороны, анализ данных приводит исследователей к выводу о том, что возникновение соответствующего расплава возможно было только в самых нижних частях гранулит-базитовой коры; совершенно отчетливо на глубинное происхождение этой магмы указывает низкое первичное отношение изотопов стронция (0,704), установленное для рапакиви Выборгского массива Восточно-Европейской платформы [Великославинский и др., 1978], а в последнее время выясненное и для пироксеновых гранитов татарниковского комплекса в Прибайкалье, которые по ряду признаков следует относить к этой же формации рапакиви. По данным Н.А.Срьвцева и др. [1980], отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в татарниковских гранитах равно 0,703 (изохронный возраст гранитов 2030 млн. лет). С другой стороны, многофазный ряд интрузий формации, как показали Д.А.Великославинский и его соавторы [1978, с. 281], мог происходить только в процессе кристаллизационной дифференциации с фракционированием твердых фаз в промежуточном очаге при  $P = 5$  кбар. Вполне надежно доказывается, следовательно, большая мощность земной коры, возникшей ко времени формирования анортозит-рапакиви-гранитной формации: родоначальная магма возникает на значительных глубинах, ее дифференциация происходит на средних глубинах, а вулканические коагматы изливаются на поверхность. Становление интрузивных тел происходило на глубине 3–5 км, о чем, кроме геологических данных, свидетельствуют повышенная величина окисления биотита, большая железистость биотита, чем сосуществующего амфибола (это характерно для гипабиссальных массивов), и высокая железистость гиперстена (более 60%), отличающая интрузии малой глубинности [Срьвцев и др., 1980].

Выделение в Сибири гранитов рапакиви всегда вызывало большие трудности. Видимому, основное препятствие заключается в обычном отсутствии анортозитов — неперменного члена формации в других регионах мира. Между тем, судя по имеющимся в литературе данным, полный набор пород в формации появляется только тогда, когда

осуществляются условия весьма выдержанной и длительной тектонической стабилизации, что и обуславливает результат фракционирования от габбро-анортозитов до ультракислых гранитов. Вероятно, даже не очень значительное нарушение этого условия приводит к смешению магм, и анортозиты не появляются.

Наиболее близки к рапакиви гранитоиды Кодаро-Удоканского массива в Олекмо-Витимской горной стране. Лополитовидная форма этого огромного массива была выяснена автором [Федоровский, 1968а, 1972], но принадлежность гранитов к формации рапакиви впервые убедительно обосновал В.Т.Свириденко [1975]. В Прибайкалье многие массивы так называемого приморского комплекса, считавшиеся представителями формации рапакиви, на самом деле к ней не принадлежат, хотя отдельные массивы постметаморфических гранитов являются типичными рапакиви.

К рапакивигранитной формации могут быть отнесены уже упоминавшиеся гиперстеновые гранитоиды татарниковского комплекса в северо-западном Прибайкалье и, возможно, амфиболовые и пироксеновые гранитоиды тельмамского комплекса в южной части Патомского нагорья и в Средневитимской горной стране, прежде в состав формации не включавшиеся. Все они обнаруживают петрографическое, петрохимическое и геохимическое сходство с гранитоидами кодарского комплекса Олекмо-Витимской горной страны. Это постметаморфические биотит-(пироксен)-амфиболовые, пироксеновые граниты, возникшие из сухих горячих расплавов (температура кристаллизации 850–950°С), кристаллизация которых происходила на небольших глубинах. В Кодаро-Удоканском регионе габбро-анортозитовая фаза формации представлена небольшим Чинейским лополитом, породы которого прорваны гранитами-рапакиви более позднего Кодаро-Удоканского лополита. В других местах интрузивы этой формации представлены только гранитоидами. Гранитам-рапакиви свойственна высокая общая железистость, отчетливо калиевая тенденция щелочности, фтороносность, пониженное по сравнению с другими гранитоидными комплексами содержание глинозема, оловорудная специализация.

Вулкано-плутоническая ассоциация генетически и в какой-то мере пространственно связана с анортозит-рапакивигранитной формацией. В Северо-Западном Прибайкалье, где татарниковские граниты образуют цепь массивов меридионального простирания, вулканиты акитканской серии и комагматичные гранитоиды ирельского комплекса составляют пояс, вытянутый в том же направлении. В лавах и комагматичных гранитоидах вулкано-плутонической ассоциации отношения изотопов стронция уже резко отличаются от этого параметра в рапакивиподобных гранитах и составляют 0,721 у эффузивов хибеленской свиты акитканской серии и 0,725 у гранитоидов третьей фазы ирельского комплекса [Срывцев и др., 1980]. Это дает основные думать, что "магмогенерирующий слой по мере эволюции... последовательно разрастался и перемещался вверх, захватывая гранитный слой" [Там же, с. 109]. Для нас важно в данном случае подчеркнуть, что характер отношений изотопов стронция сам по себе дает независимое подтверждение существования хорошо развитого гранитного слоя земной коры, возникшего до формирования татарниковских гранитов, т.е. до 2030 млн. лет (изохронный рубидий-стронциевый метод [Срывцев и др., 1980]).

Н.А.Срывцев и его соавторы указывают на "общность причин генерации и развития магматических очагов... большое сходство многих черт петрографии, петрохимии и геохимии пород татарниковского комплекса с вулканитами, гранитоидами... формаций краевого прогиба" [Срывцев и др., 1980, с. 109]<sup>1</sup>.

Татарниковские граниты принадлежат к известково-щелочной серии с несколько субщелочным уклоном. Они отличаются пониженными кремнекислотностью и глиноземистостью. Характерны повышенные концентрации олова, ниобия, циркония, молибдена, бария, фосфора и пониженные — стронция, меди, никеля, ванадия и воды [Срывцев и др., 1980, с. 102].

<sup>1</sup> Авторы под краевым прогибом понимают структуры, образованные акитканской серией и ирельскими гранитоидами.

Вулканиды акитканской серии, как было показано в первой части работы, по химическому составу (данные А.А.Бухарова, М.П.Лобанова, Р.М.Файзуллина) занимают промежуточное положение между нормальными и щелочными породами и отвечают щелочноземельным вулканическим сериям с отклонением к субщелочным. Плутонические комагматы также характеризуются несколько повышенной щелочностью и занимают промежуточное положение между известково-щелочными и щелочными породами. Все компоненты позднеорогенного комплекса обладают калиевой тенденцией щелочности. С вулкано-плутонической ассоциацией сочетаются грубообломочные красноцветные молассы, накопление которых, как и вулканитов, происходило в субаэральной обстановке в пределах межгорных впадин.

Таким образом, в структурном отношении рассматриваемый комплекс вулкано-плутонических образований и моласс занимает двоякое положение: обломочные породы и вулканиды формировались во впадинах, а гранитоиды, комагматичные вулканитам, — на прилежавших склонах поднятий и в их ядерных частях. Непосредственно в ядрах поднятий располагаются и упоминавшиеся массивы татарниковских гранитов, внедрение которых происходило несколько раньше (возраст лав акитканской серии около 1700 млн. лет). Геологическое картирование обнаруживает отчетливую унаследованность в расположении позднеорогенных образований и более ранних комплексов: впадины орогенного этапа располагаются над отрицательными структурами в составе фундамента. Действительно, нельзя не заметить, что собственно вулканический Северо-Байкальский пояс повторяет конфигурацию несколько более широкого, но еще более протяженного Сарминского зеленокаменного пояса, охарактеризованного в данной работе. Вместе с тем, гранитоиды татарниковского комплекса располагаются в зоне поднятия, разделяющего Сарминский и Главный (Байкало-Витимский) зеленокаменные пояса.

А.А.Моссаковский [1975, с. 276] на примере палеозойских образований Евразии выделяет два главных типа орогенного магматизма: плутонический гранитоидный магматизм сводовых поднятий и базальт-андезит-липаритовый вулканизм краевых вулканических поясов. При этом он подчеркивает, что плутонические орогенные ассоциации распространены во всех без исключения складчатых геосинклинальных областях, а вулканические — "только в тех из них... к которым непосредственно примыкают более молодые эвгеосинклинальные зоны". Обращаясь к материалам по раннему докембрию, мы видим, что эта закономерность, установленная при изучении палеозойских образований, принципиально не нарушается и при анализе данных по ранней геологической истории. Действительно, к югу от рассмотренных в этой работе регионов располагается область развития ранних каледонид, начало формирования которых относится, по-видимому, еще к докембрию. Речь здесь не идет, конечно, о полном подобии модели А.А.Моссаковского, но структурные и пространственные закономерности, выявленные им, являются, как представляется теперь, универсальными.

Нельзя не отметить и заметную специфику позднеорогенных образований раннего докембрия Байкальской горной области и других областей раннего формирования континентальной коры. Чрезвычайно резко докембрийские позднеорогенные комплексы отличаются от любых других более молодых своих аналогов присутствием совершенно необычной анортозит-рапакивигранитной формации. Специфика и неповторимость в дальнейшей истории этой формации может иметь такое объяснение. Родоначальная магма, по мнению ряда авторов [Великославинский и др., 1978; Богатилов, 1979; Биркис, 1980], имела состав диорита или кварцевого диорита; по существу она соответствовала среднему составу гранулитов. Ко времени возникновения формации анортозитов и рапакиви "гранитный" слой, как мы знаем, уже сформировался. Четко обозначилась граница, отделившая слой гранитизированных и диафторизированных гранулитов и гранито-гнейсов от переработанных гранулитов, сохранившихся только в нижней части коры. На этих очень больших глубинах, как показывают значения отношений изотопов стронция, и рождается магма анортозитов и рапакиви. По-видимому, это самые нижние горизонты того древнейшего, первозданного "базальтового" слоя, который мы вслед за Б.Г.Лутцем [1975] называем гранулит-базитовым слоем.

Между тем во всех более молодых фанерозойских зонах субстрат "базальтового" слоя континентальной коры иной. Как показал М.С.Марков [1975], в его строении участвует очень пестрый полигенный комплекс, включающий ультрабазиты и габбро-амфиболиты. Даже если предполагать, как делает М.С.Марков, что этот слой структурно неоднороден и отдельные его компоненты имеют разный возраст (что, конечно, верно), то и в этом случае — речь идет, разумеется, только об автохтонном механизме формирования коры — мы не обнаружим здесь реликтов гранулитовой протокры. "Базальтовый" слой фанерозойских зон автохтонного корообразования, каким бы древним он нам не представлялся, все равно окажется более молодым, чем гранулит-базитовый слой, т.е. новообразованным. Следовательно, нельзя ожидать и появления анортозит-рапакивигранитной формации, происхождение которой связано исключительно с мобилизацией гранулит-базитового слоя. В процессе трансформации океанической коры в континентальную, составляющем сущность геологических преобразований автохтонных зон фанерозоя, ни гранулит-базитовый слой, ни анортозиты-рапакиви не участвуют. Вместе с тем в областях преимущественного проявления аллохтонного механизма формирования континентальной коры, когда во вновь образующейся складчатой системе "базальтовый" и "гранитный" слои в значительной своей части сложены соответствующими комплексами древней коры [Зоненшайн, Перфильев, 1979, с. 53], можно ожидать появления габбро-гранитных комплексов позднеорогенного типа, подобных (но не идентичных) анортозит-рапакивигранитной формации.

Второй компонент позднеорогенных образований раннего докембрия — вулканоплутонические пояса, наоборот, очень похожи на свои фанерозойские аналоги и по составу, и по химизму пород. Это и понятно, так как родоначальная магма вулканитов и гранитоидов имеет теперь уже чисто коровое происхождение; она продуцируется в промежуточном очаге, расположенном в "гранитном" слое возникшей континентальной коры. А этот слой, хотя он и первый в геологической истории, по своему составу именно такой, как и все последующие.

В пределах нашей территории известны два вулканоплутонических пояса: Северо-Байкальский и Падринский. Структурная позиция обоих поясов идентична — они располагаются над древними зеленокаменными поясами, т.е. над древними зонами тектонического раскрытия. В самом общем виде здесь несомненны черты унаследованности. И зеленокаменные пояса, и позднеорогенные вулканоплутонические пояса — магмопроводящие зоны. В данном случае это долгоживущие зоны.

В Северо-Байкальском поясе хорошо видно, что вулканиты, хотя они и образуют покровы, расположенные над осевой линией древнего зеленокаменного пояса, захватывают и склоны прилегающего поднятия. О том же свидетельствует и состав гальки в конгломератах пестроцветных моласс: кроме метаморфизованных пород зеленокаменного пояса, в них присутствуют граниты, гнейсы, снесенные сюда при размыве бортов впадины. Иная ситуация наблюдается в Падринском поясе. Он расположен точно в осевой зоне древнего зеленокаменного пояса, и в составе грубообломочной молассы здесь присутствуют только породы, непосредственно подстилающие позднеорогенные образования — это габброиды, тоналиты, разнообразные вулканиты муйского комплекса.

Интересно отметить также, что если для позднеорогенных образований фанерозоя характерно их дискордантное положение по отношению к более древним структурам, то в Байкальской горной области позднеорогенные комплексы своим расположением подчеркивают конформность со структурами фундамента. Это, впрочем, не столько особенность одних только позднеорогенных комплексов, сколько специфика региона в целом. Здесь все докембрийские (нижнепротерозойские, верхнепротерозойские), а также палеозойские комплексы обнаруживают конформный рисунок структур. Только мезозойские отложения формируют резко дискордантные структуры. Хотя причины такого удивительного совпадения структурных тенденций еще недостаточно ясны, кое-какие данные для обдумывания этого вопроса имеются. Так, становится все более ясным, что локально развитые напряженные складчатые структуры чехла Сибир-



ской платформы обнаруживаются именно там, где отмечаются резкие градиенты мощностей этого чехла, вырисовывающие глубокие прогибы, а те, в свою очередь, располагаются над зеленокаменными поясами в структуре фундамента платформы. Последние, по-видимому, являются очень "живучими" транзитными структурами. Весьма показательно, кстати, и то, что разрезы толщ платформенного чехла в тех местах, где эти толщи располагаются над зеленокаменными поясами, насыщены трапами. По-видимому, и это не случайно.

В целом можно констатировать, что вопреки распространенным взглядам, согласно которым рассмотренные выше вулканические серии, их плутонические комагматы и молассы являются продуктами режима тектоно-магматической активизации, не связанной якобы с геосинклинальным развитием, эти связи как раз наблюдаются очень отчетливо. Позднеорогенные образования в последовательности геологических событий и в структуре раннего докембрия занимают именно то место, которое принадлежит их фанерозойским аналогам. Они завершают геологическое развитие очень крупного сегмента коры и своим появлением прямо свидетельствуют о появлении мощного "гранитного" слоя.

В этом плане хотелось бы еще раз обратить внимание на особое значение анортозит-рапакивигранитной формации. Ее специфику исчерпывающе подчеркнул В.Т.Свириденко [1975, с. 25]: "Рапакиви неповторимы во времени. Именно рапакиви открывают страницу интрузивного гранитоидного магматизма в истории развития земной коры". С нашей точки зрения, это обстоятельство самым решительным образом подтверждает вывод, следующий из всей суммы других данных по геологии раннего докембрия Байкальской горной области: только к концу раннего протерозоя континентальная земная кора этой территории достигла такой стадии зрелости, когда гранитоидный магматизм стал возможен в его полностью выраженной интрузивной форме. В тектоническом плане рапакиви приобретают поэтому совершенно особое, уникальное значение, так как они выступают в качестве индикатора становления первой в геологической истории земной коры полного континентального профиля.

Сравнительный анализ показывает, что интрузивы анортозит-рапакивигранитной формации широко распространены и на других материках северного полушария, где они маркируют, как и в Сибири, краевые зоны древних платформ — Восточно-Европейской и Северо-Американской; они известны также в пределах Южно-Американского, Африканского, Австралийского и Антарктического континентов. При этом независимо от того, насколько далеко массивы этих пород удалены друг от друга, все без исключения рапакиви обнаруживают удивительное постоянство состава, петрохимических и геохимических особенностей. На всех материках они имеют один и тот же или очень близкий возраст. Это бесспорно свидетельствует о том, что акт формирования первой в геологической истории континентальной коры имел глобальный характер.

Заканчивая эту главу, нужно еще раз подчеркнуть, что не только комплексы-показатели становления первой континентальной коры, но и собственно корообразующие процессы были проявлены вовсе не повсеместно, а в пределах хотя широких и протяженных, но ограниченных зон. Расположение этих зон обнаруживает зависимость от тектонических неоднородностей раннеархейской протокоры. В ее структуре, как упоминалось, сочетаются относительно стабилизированные области (Алданский кристаллический массив) и нестабилизированные области (Становая зона [Лейтес, Федоровский, 1979, 1980]). Картирование больших площадей позволило установить, что именно в пределах Становой зоны с ее симатическим типом архейской протокоры, а также в пределах других зон такого же типа, образованных раннеархейскими меланократовыми комплексами, в раннем протерозое развивались зеленокаменные пояса, осадочные комплексы палеошельфов и внутренних прогибов; здесь масштабно проявились процессы раннепротерозойского метаморфизма и гранитизации. Напротив, в пределах зон ранней консолидации подобные явления не получили сколько-нибудь широкого развития. Все это несомненно указывает на какую-то взаимосвязь архейского и раннепротерозойского тектогенеза. По-видимому, она имела унаследованный характер. Симатичес-

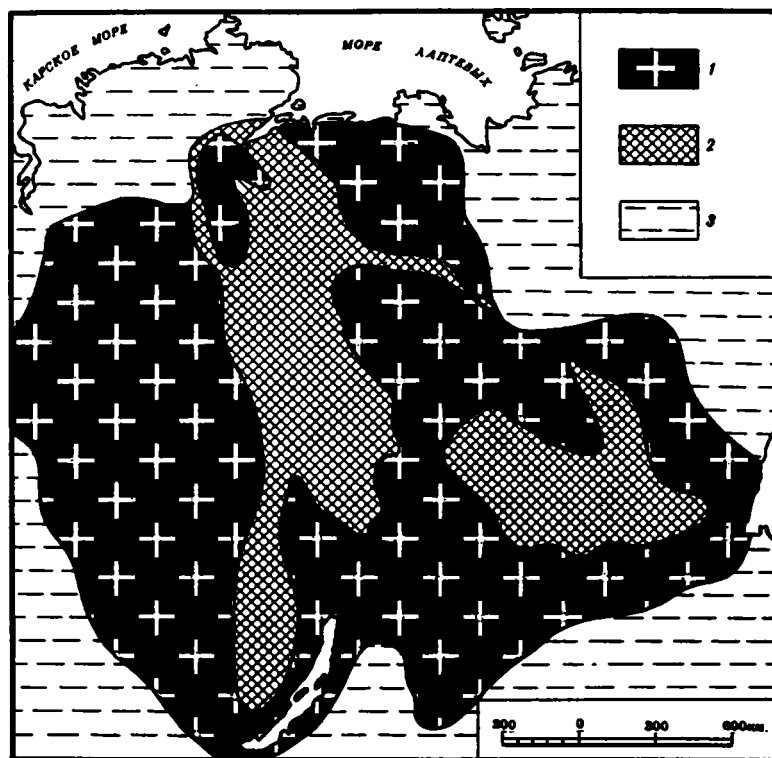


Рис. 39. Схема размещения основных типов земной коры в фундаменте Сибирской платформы. Составлена по тектонической схеме фундамента Сибирской платформы [ Гафаров и др., 1978 ]

1 — зрелая континентальная кора, сформированная к концу раннего протерозоя в процессе структурно-вещественных преобразований архейской гранулит-базитовой протокры (гранулит-базитового слоя); 2 — архейская протокры, не затронутая раннепротерозойской гранитизацией; 3 — континентальные коры фанерозоя за пределами Сибирской платформы

кий профиль земной коры Становой зоны в архее позволяет предполагать существование здесь уже в то время мантийного диапира. Это объясняет широкое проявление базальтоидного магматизма (так можно интерпретировать основные кристаллосланцы, составляющие большую часть объема архейских метаморфических пород Станового хребта). На этом же месте в раннем протерозое мы реставрируем гигантскую по протяженности зону рифтогенеза, в становлении которой ведущую роль вновь должна была играть линза аномальной мантии. Если это так, то нужно заключить, что совпадение позиции однотипных архейской и раннепротерозойской глубинных структур не случайно и свидетельствует о их чрезвычайно длительном и стационарном положении.

Если рассматривать Сибирскую платформу в целом, то оказывается, что архейские комплексы станového типа, определявшие позицию ареалов раннепротерозойского тектогенеза и метаморфизма, образуют как бы два гигантских кольца, соединяющихся в районе так называемого Виллюйского авлакогена. В центральных частях этих кольцевых структур выступают слабо переработанные или неизмененные, "чистые" архейские гранулиты, в то время как их широкие внешние зоны образованы полиметаморфическими кристаллическими сериями и нижнепротерозойскими толщами и гранитами. Эти кольцевые суперструктуры можно рассматривать как гигантские плиты коры, центральные части которых представляют собой области ранней консолидации типа Иенггского блока Алдаевского щита (рис. 39). Интересную дополнительную информацию дает совместный анализ геофизических и геологических данных (рис. 40), показывающих определенную зависимость между структурами поверхности и мантии. Мезо-

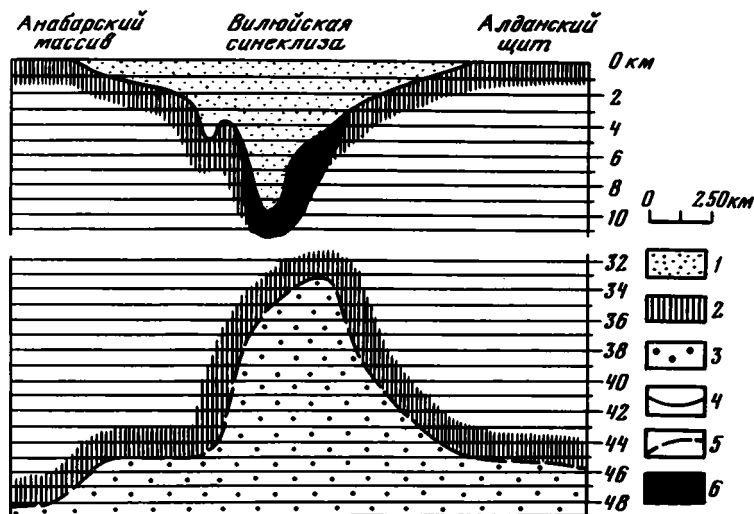


Рис. 40. Схематический глубинный разрез через Сибирскую платформу. Составлен по карте тектонических элементов фундамента Сибирской платформы и рельефа его поверхности и по карте рельефа поверхности Мохоровичича Сибирской платформы [Фотиади и др., 1980]

1 — платформенный чехол; 2 — раннеархейские кристаллические комплексы; 3 — мантия; 4 — поверхность фундамента (подощва чехла); 5 — граница Мохоровичича; 6 — зеленокаменные пояса в структуре фундамента (наша интерпретация геофизических данных)

зойская Вилуйская синеклиза располагается над синеклизой палеозойского возраста в структуре чехла платформы, а та, в свою очередь, — над рифейским авлакогеном. Последний почти точно повторяет погребенный дорифейский зеленокаменный пояс. Весь этот каскад однотипных отрицательных структур обнаруживает отрицательную корреляцию со структурой поверхности Мохоровичича, обрисовывающей очень контрастный мантийный диапир. Эти данные подтверждают высказанное выше предположение о длительном стационарном положении глубинных структур.

### ГЛАВА ТРЕТЬЯ

## ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРВОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Мы рассмотрели на базе новых фактических данных закономерности пространственного и структурного положения, состав и формационные особенности, последовательность процессов метаморфизма и гранитизации раннедокембрийских комплексов в северном и западном секторах Байкальской горной области. Кульминацией всех этих событий является, как было показано, возникновение первой в геологической истории Восточной Сибири континентальной коры с мощным гранитным слоем. Между тем уже упоминалось, что и в фанерозое сущность геологического процесса в конечном итоге сводится к формированию континентальной коры. Попытка сравнительного анализа процессов континентального корообразования в раннем докембрии и фанерозое — в свете этих предварительных замечаний — неизбежна. Она логически следует из всего приведенного материала.

В основе фанерозойской модели становления континентальной земной коры лежит представление о ее стадийном развитии. Каждой стадии — океанической, переходной и континентальной — свойствен определенный тип земной коры [Пейве и др., 1976; Тек-

тоника Северной Евразии, 1980]. Целесообразно поэтому прежде всего наметить этапы геологического развития и стадии в эволюции коры в раннем докембрии.

В истории формирования первой континентальной коры отчетливо обособляются два этапа: ранний и поздний [Лейтес, Федоровский, 1977а, б, 1978, 1980]. Ранний этап был временем становления гранулит-базитового слоя. Начало этого этапа, по-видимому, следует относить к начальной точке отсчета геологического времени, а окончание датировать временем регионального метаморфизма гранулитовой фации. В "абсолютных" цифрах ни та, ни другая даты точно не установлены. Это не значит, что не существует изотопных определений. Они есть. Но разброс значений составляет почти миллиард лет, и он настолько велик, что делает неизбежным субъективный подход. На других древних платформах возраст гранулитов их фундамента тоже обоснован не очень надежно: данные изотопной геохронологии противоречивы, и проблема в целом еще ждет своего решения.

Мы ничего не знаем о "догранулитовой" коре и истории ее становления. Было бы наивно думать, что это незнание означает отсутствие такой истории. Реконструкция процессов формирования коры в раннем архее наталкивается в связи с этим на трудно преодолимые препятствия. Бор-минг Ян и Л.Нейкуист [1980, с. 64] утверждают: "Свойства и эволюция самой ранней коры на Земле обсуждались длительное время. Отсутствие геологических свидетельств древнее 4 млрд. лет и более активные тектонические процессы в тот период, ожидаемые исходя из термальной истории Земли, приводят нас к заключению, что это обсуждение тщетно". В таком же духе высказывается и другой американский исследователь — Дж. Смит [1980, с. 24]: "Возможно, что свидетельства ранних земных бассейнов утрачены навсегда, и нам остаются только умозаключения". Эти пессимистические взгляды, которые можно разделять или не разделять, все же достаточно жестко определяют ограничения, которые должны иметь в виду авторы любых моделей формирования ранней земной коры. Хотелось бы поэтому подчеркнуть, что в принятой нами системе терминов название "ранний этап" следует понимать только как указание на самый ранний этап из тех, которые можно документировать геологическими методами.

Исходная природа гранулитов не всегда поддается определению. Значительная роль в их составе принадлежит, по-видимому, базальтоидам толеитового состава (основные кристаллические сланцы) и локально развитым осадочным породам (мраморы, кварциты, высокоглиноземистые кристаллические сланцы). Распределение пород по латерали устойчиво на огромных расстояниях, но разные типы разрезов размещены неравномерно, что может указать на существование уже на раннем этапе тектонических неоднородностей, которые в какой-то мере могут служить прообразами будущих континентов и океанов [Лейтес, Федоровский, 1980]. Более уверенно можно говорить лишь о том, что в одних, тектонически подвижных, областях преобладали вулканиды, а в других, относительно стабильных, наряду с вулканидами происходило накопление и осадочных пород. Метаморфизм гранулитовой фации носил тотальный характер и был монофазальным. Обстановка раннего этапа характеризуется мощной теплогенерацией недр. Мантийный флюидный режим имел резко выраженный восстановленный характер.

Каковы бы ни были представления тех или иных авторов о исходной природе гранулитов, вывод о большой специфике гранулит-базитовой протокры в целом представляется неоспоримым. Лучше всего, по мнению автора, на это указывает неустойчивость протокры в геодинамических обстановках раннего протерозоя. По отношению к гранулит-базитовой протокре эндогенные процессы этого этапа обнаруживают сильную экспансию. Действительно, региональный диафторез, огромные масштабы ремобилизации, гранитизации — все эти явления сопровождают гранулит-базитовый слой в его раннепротерозойской геологической истории. Создается впечатление, что "сухие" гранулиты, попадая в тектонически активные зоны раннего протерозоя, как бы разряжаются, освобождая законсервированную в них энергию. Процессы преобразования гранулит-базитового слоя, а также его оболочки и составляют основное содержание следующего, позднего этапа становления континентальной коры.

Поздний этап охватывает ранний протерозой (по другим схемам поздний архей — ранний протерозой). Граница между ранним и поздним этапами является важнейшим рубежом в геологической истории Земли. В планетарном масштабе происходит кардинальное изменение многих параметров: резко падает плотность теплогенерации, внезапно нарастает вынос стронция и других элементов из верхней мантии, столь же контрастно происходит высвобождение калия и включение его в состав верхней части литосферы ("калиевый взрыв" [Ларин, 1980]), происходит скачкообразное изменение мантийного флюидного режима, сопровождавшееся экспоненциальным нарастанием процессов окисления водородного флюида и увеличением в нем доли воды, резко возрастает мощность коры, в составе которой обособляется четко выраженный "гранитный" слой.

Перечислим еще раз последовательность событий позднего этапа на юге Восточной Сибири:

1. Исходное событие, определившее стиль геодинамических обстановок позднего этапа, связано, по-видимому, с возникновением слоя аномальной палеомантии. Естественно, это событие не может быть документировано прямыми наблюдениями — оно предполагается. Следствие этого процесса в верхней части древней литосферы — рифтогенез созданной ранее гранулит-базитовой протокры. Характерной особенностью является начальная множественность мантийных диапиров (линзы аномальной палеомантии), группирующихся затем в крупные протяженные и немногочисленные структуры. Происходит становление геодинамической системы рифтогенный зеленокаменный пояс ("малый" океан, или протоокеан) — протоконтинент, которая принципиально (но, конечно, не по размерам структур) напоминает современную систему глобальных тектонических неоднородностей океан — континент.

Начало процесса рифтогенеза в Сибири не может быть точно датировано, так как радиометрические данные относятся главным образом к конечным продуктам позднего этапа. В достаточной мере условно, исходя из имеющихся на сегодня значений возраста предшествующего гранулитового метаморфизма, этот рубеж можно определить как 2,7–3,0 млрд лет.

Поздний этап характеризуется двумя главными типами геодинамических обстановок. Один из них — зоны рифтогенеза, где происходили утонение или тектонический разрыв, раскрытие протокры и формирование структур с океаническим типом земной коры; другой тип — палеоматерик, или протоконтинент, в краевой зоне которого, примыкавшей к главному поясу тектонического раскрытия, накапливались осадочные толщи шельфа и внутренних прогибов. Соответственно намечаются два стиля развития: в краевой зоне протоконтинента и в пределах зон "океанического" типа.

2. В краевой зоне протоконтинента в результате первого акта тектонического раскрытия возникает разветвленная система рифтогенных зеленокаменных поясов, образованных вулканогенно-обломочной и железисто-кремнистой формациями. Растяжение здесь прекратилось, по-видимому, к рубежу 2,5–2,6 млрд лет, а затем в зоне шириной 150–200 км, прилегающей к Главному зеленокаменному поясу, устанавливаются тектонически стабильные условия пассивной окраины протоконтинента с накоплением мощных осадочных толщ палеошельфа. Они трансгрессивно перекрывают зеленокаменные пояса первого этапа раскрытия. Система подводных поднятий отделяет зону шельфа от зоны внутренних прогибов, развивавшихся унаследованно в пределах одной из самых крупных систем зеленокаменных поясов первого этапа раскрытия (Сарминская система), наиболее удаленной от Главного зеленокаменного пояса. Здесь накапливается мощная меденосная осадочная толща (удоканская серия и ее аналоги).

В разрезах осадочных серий краевой зоны протоконтинента обособляются две части: нижняя сложена продуктами разрушения гранулит-базитового слоя (гнейсов и кристаллосланцев, энтербитов и чарнокитов, кор выветривания по ним, уже возникших к этому времени), а верхняя несет признаки молассы, транспортированной из Главного зеленокаменного пояса и из зон рифтов-сателлитов, окружавших со всех сторон осадочные бассейны. Осадочные толщи шельфа и внутренних прогибов имеют циклическое строе-

ние и образуют трансгрессивно-регрессивные формационные ряды с постепенным вырождением морских условий и наступлением в конце этапа субазаральных обстановок.

3. Развитие Главного (Байкало-Витимского) зеленокаменного пояса в течение всего этого времени продолжается в режиме рифтогенеза. Синхронно с накоплением толщ шельфа краевой зоны протоконтинента здесь, в Главном поясе, сначала формируются обломочно-вулканогенные толщи, а затем в результате полного тектонического раскрытия протокры в осевой зоне пояса образуется существенно вулканическая призма (контрастная базальт-риодацитовая серия с преобладанием базальтов), пронизанная позже крупными телами габброидов и тоналитов; габброиды обнаруживаются и в основании базальтовых покровов. В аллохтонном залегании присутствуют крупные массивы гипербазитов (гарцбургиты), петрохимически сходные с ультраосновными образованиями фанерозойских офиолитовых комплексов. В бортовых зонах центрального рифта (Каралонский рифт последнего этапа раскрытия) возникает цепь дацит-риолитовых вулканических построек, окруженных террасами с грубообломочным, в том числе вулканомиковым, материалом. Продукты размыва вулканических островов транспортируются в это время в пределы краевой зоны протоконтинента, где начинается накопление молассоидов верхней части разрезов осадочных серий. В их обломочном материале впервые в заметном количестве появляется также микроклин, что указывает на достаточно значительный подъем к тому времени гранито-гнейсовых куполов в краевой зоне протоконтинента и вовлечение их в процессы эрозии. Возникший молассовый прогиб не является наложенным, его структура конформна структуре зоны шельфа. Своим положением этот прогиб напоминает краевые прогибы фанерозойских складчатых систем.

4. В осевой зоне раскрытия растяжение прекращается. Тектоническое скупивание охватывает всю систему краевой зоны протоконтинента и Главного зеленокаменного пояса. Анализ нижнепротерозойских толщ позволяет предполагать, что скупивание было генерировано движением протоконтинентальных плит с севера на юг. Палинспастические реконструкции обнаруживают сложную геодинамическую обстановку, возникшую при взаимодействии трех плит: Ангарской, Алданской и Бодайбинской — при ярко выраженных сдвиговых деформациях на их границах. В Главном зеленокаменном поясе в режиме тангенциального сжатия сначала формируются мелкие складчатые формы, а затем первая система крупных картируемых складок с соответствующими структурными элементами (сланцеватость, линейность), свидетельствующими о вполне развившемся метаморфизме. На границе осевой зоны рифта и его бортовых зон активизируются тектонические срывы, трассирующие контуры зоны предыдущего максимального раскрытия. Дальнейшее горизонтальное сжатие реализуется выжиманием по этим срывам гипербазитов, которые из осевой зоны рифта протрузивно внедряются в толщу и при бортовых зонах. На завершающем этапе сжатия в последних на фоне ниспадающего метаморфизма формируются крупные открытые складки, деформирующие основную систему линейных складок предыдущей генерации, а также заключенные в осадочно-вулкано-огенную толщу пластины гипербазитов.

В краевой зоне протоконтинента также устанавливаются два основных этапа деформаций. При этом складчатость толщ внутренних прогибов, наиболее удаленных от Главного зеленокаменного пояса, носит локальный характер. Так, в осадочной толще Алданской плиты формируются разноразправленные синклинирные системы, трассирующие погребенные зеленокаменные пояса первого этапа раскрытия. Возникает также система сложных складчатых форм, окаймляющих гранито-гнейсовые купола. Складчатость шельфовых толщ (Бодайбинская плита) происходит в условиях общего тангенциального сжатия. Одновременно породы подвергаются равномерному региональному метаморфизму, который в областях поднятий в структуре фундамента палеошельфа постепенно, по мере подъема гранито-гнейсовых куполов, нарастает.

Первый этап деформаций завершается формированием субширотной системы тесно сжатых складок с субвертикальными осевыми поверхностями. Второй этап деформаций продолжается в режиме общего тангенциального сжатия, а также хотя и относительно локального, но резко возросшего радиального сжатия в связи с быстро нарастающим

поъемом и диапиризмом гранито-гнейсовых куполов. Формируется резкоградиентная метаморфическая зональность, строго приуроченная к участкам гнейсово-купольной тектоники. Общее тангенциальное укорочение осадочной толщи, достигшее достаточно предельной плотности уже в течение первого этапа деформаций, реализуется теперь в виде сдвиговой составляющей. В результате происходит разворот флангов возникшей ранее субширотной складчатой системы, нагромождение аллохтонных шарьяжных пластин, опрокидывание субвертикальных систем складок первой генерации.

С этим этапом практически совпадает максимальный рост гранито-гнейсовых куполов, над которыми в осадочном чехле происходят формирование сложных ансамблей веерообразных складок нескольких генераций и резкая переориентировка прежних систем складок. Возникновение очень сложной складчатой структуры краевой зоны прото-континента представляет собой, таким образом, результат интерференции тангенциального (направленного с севера на юг) и радиального сжатия. В итоге возникла гигантская по протяженности Байкало-Витимская складчатая дуга.

Если причины радиального сжатия вполне понятны и увязываются с механизмом подъема гранито-гнейсовых куполов, то причины тангенциального сжатия, проявленного столь масштабно, остаются еще слабо изученными. Для объяснения этого явления представляется как будто удовлетворительной модель ротационного механизма. Более перспективна, однако, альтернативная модель — формирование сжатой складчатой системы в результате реализации общего сдвигового механизма, приводящего попеременно то к раскрытию рифтов и заполнению прогибов вулканитами и обломочными породами, то к их "захлопыванию".

Вместе с тем очевидным фактом является совпадение процессов тектонического сжатия (чем бы оно ни вызывалось) и регионального метаморфизма, естественно, на том срезе, который доступен наблюдению. В первом приближении это кажется вполне понятным; тепловой поток, существовавший с самого начала развития системы, реализуется в виде метаморфизма пород именно в тот момент, когда наступает сжатие (мы получаем, таким образом, оба основных параметра метаморфизма — температуру и давление). Несомненно, однако, что динамика процесса на самом деле должна быть гораздо более сложной. По-видимому, теплогенерация и поток мантийных флюидов уже с самого начала рифтогенеза "включают" механизм диафоритических превращений гранулит-базитового слоя. Хотя схема этого процесса достаточно проста, данные, которые позволяли бы судить о его начале или об эволюции гранитизации во времени и в разрезе прото-коры, отсутствуют. Главное препятствие — невозможность наблюдения глубинных уровней протокоры.

Принятая в данной работе модель исходит из восстановленного характера мантийных флюидных систем. В процессе их фильтрации через "сухую" гранулит-базитовую прото-кору происходит окисление восстановленных флюидов, которое, согласно расчетам [Перчук, 1978], осуществляется не равномерно и постепенно, а лишь при достижении оптимальных термодинамических условий — в средней части разреза протокоры — и при этом бурно и интенсивно. Экзотермические эффекты реакций окисления обеспечивают значительный вклад в общий баланс тепла, что наряду с резким возрастанием парциального давления воды во флюиде приводит к гранитизации. Верхняя кромка возникающего гранитного слоя (в петрологическом смысле этого термина) определяется положением подошвы водонасыщенных толщ нижнепротерозойского чехла, перекрывающего гранулит-базитовый слой. Именно эти толщи могли обеспечивать длительные условия термостатирования, без которых наблюдаемые масштабы гранитизации вряд ли были бы возможны.

Итак, петрологический гранитный слой оказывается ограниченным сверху толщами осадочного чехла нижнего протерозоя, а снизу — изобарой 5,5 кбар, ниже которой затруднено окисление мантийного флюида. Сколько нужно времени для того, чтобы произошла гранитизация всей этой толщи протокоры? Чтобы разобраться в этом вопросе, необходимо включить в обсуждение многие другие параметры, и в частности данные о скорости прохождения флюидов через очень плотные гранулитовые комплексы, оце-

нить их пористость и степень проницаемости для водорода и других составляющих флюидной системы, которые далеко не одинаковы. Такие исследования в настоящее время известны, но само их обсуждение уведет нас от задач, сформулированных во введении к этой работе. Для ее целей важно пока ограничиться тем очевидным фактом, что фильтрация флюидов и регрессивный метаморфизм гранулитов могли происходить лишь достаточно медленно даже в геологическом масштабе времени. Возможно, что довольно резкие колебания значений радиометрического возраста продуктов гранитизации, наблюдающие в Байкальской горной области интервал около 500 млн лет и вызывающие обычно замешательство среди геологов, нужно отнести не за счет недостатков методов их определения, а воспринимать как реальные оценки длительности этого процесса?

Геофизический "гранитный" слой, возникший в результате указанных процессов, занимает, конечно, гораздо больший объем, чем его собственно петрологический аналог. Поднимающийся метаморфический фронт захватывает также осадочные чехлы шельфа и внутренних прогибов, которые становятся естественным компонентом новообразованного "гранитного" слоя. При этом под осадочными толщами, экранирующими прохождение окисленных флюидов, возникает практически сплошной слой гранито-гнейсовых куполов. Гранито-гнейсы мигрируют через протокры (изостатический эффект), но водонасыщенные толщи осадочных чехлов представляют для них практически непреодолимое препятствие. В условиях длительного термостатирования происходит накопление, "накачка" энергии, гранито-гнейсы как бы прожигают осадочные чехлы гранулитового фундамента. В результате в осадочных толщах и возникает картируемый узор изоград метаморфизма, фиксирующий резкое усиление интенсивности теплопотока. Нередко изограды отражают нарастание температуры (в изобарических условиях), составляющее в плане 200–300° С на 1 км.

В свете приведенных данных зональный метаморфизм может рассматриваться вообще как разновидность контактового. Создается впечатление, что не гранито-гнейсы появляются при достижении максимального метаморфизма, а наоборот, гранито-гнейсы обеспечивают саму эту метаморфическую зональность. Это, по-видимому, и объясняет необычное на первый взгляд явление: раннепротерозойские гранито-гнейсы локализуются не среди разновозрастных с ними толщ нижнего протерозоя, как можно было бы ожидать исходя из их автохтонного характера и представлений об ультраметаморфизме, а главным образом в теле архейского фундамента. Теперь это понятно: гранито-гнейсы рождаются непосредственно в фундаменте, они продуцируются этим фундаментом. В свете этих наблюдений получают объяснение и грандиозные масштабы проявления гнейсово-купольной тектоники именно в раннем докембрии, когда происходило интенсивное преобразование гранулит-базитовой протокры в кору континентального типа. В более поздние эпохи, в фанерозое, этот процесс если и возобновлялся, то имел несравненно меньшие масштабы.

5. Переход к позднеорогенному развитию отмечается полным прекращением метаморфизма и складчатости общего смятия. Иными словами, прекращается тектоническое сжатие и одновременно резко ослабевает теплопоток. Последнее, по-видимому, можно объяснить истощением ресурсов гранулит-базитового слоя для окисления мантийного флюида и реакций диафореза. Гранитный слой, возникший как реакция на это взаимодействие, уже создан, а "сухой" прежде гранулит повторно метаморфизован с возникновением новых, водосодержащих ассоциаций амфиболитовой фации.

Тесно сжатые комплексы зеленокаменных поясов представляют собой теперь рубцы, уходящие глубоко в недра коры. Результат процессов континентального корообразования в зеленокаменных поясах и на протоконтиненте был разным. В протоконтиненте резко увеличивается мощность коры, развивается гранито-метаморфический слой. Между тем консолидация зеленокаменных поясов происходит без участия гранитов. Их вулканогенно-осадочная призма пронизана телами габброидов и тоналитов, которые, несмотря на отсутствие гранитов, тоже создают достаточно жесткий каркас.

Возникновение сиалических корней в краевой зоне протоконтинента приводит в действие механизм изостатического поднятия. Наиболее интенсивно изостатический эффект



проявляется в зонах поднятий, примыкавших к зеленокаменным поясам и разделявшим зеленокаменные прогибы. Именно здесь были сосредоточены очаги гранитизации. Теперь после завершения процессов складчатости, метаморфизма и гранитизации в пределы поднятий внедряются крупные массивы анортозит-рапакивигранитной формации. Очаги магмообразования этой формации располагаются у основания возникшей коры на ее границе с мантией, т.е. в "базальтовом" слое новообразованной континентальной коры (возможно, и в верхней части мантии). В промежуточных камерах, которые располагались уже в средней части коры, в ее вновь возникшем "гранитном" слое, происходит дифференциация магмы, мигрирующей сюда из нижних очагов, а затем последовательное внедрение ее порций в верхние горизонты "гранитного" слоя, где формируются сначала массивы габбро-анортозитов, а позже — огромные по размерам плитообразные тела и лополиты гранитов-рапакиви. Последними интродуцируют субщелочные гранитоиды, в значительной мере контаминировавшие материал "гранитного" слоя. Нередко магматические расплавы достигают поверхности и в депрессиях рельефа возникают вулканические пояса, в парагенезе с которыми накапливаются красноцветные грубообломочные молассы. К рубежу 1630—1700 млн лет тектоническая активность полностью прекратилась и территория вступила в режим платформенного развития. Земная кора приобрела контрастный профиль с хорошо выраженными "гранитным" и "базальтовым" слоями. Ресурсы ее дальнейшей континентализации оказались полностью исчерпанными.

Так, в самых общих чертах рисуется картина последовательности геологических событий, приведших к формированию первой зрелой континентальной коры. Процесс этот, как мы убедились, стадийный и поэтому было бы интересно сравнить его со стадийностью фанерозойского процесса формирования континентальной коры. Для разработки общей модели тектогенеза поиски путей для таких корреляций могут иметь значение.

#### СРАВНЕНИЕ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ФАНЕРОЗОЕ И РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Анализ фанерозойской геологической истории позволил, как известно, выяснить [Пейве и др., 1976; Тектоника Северной Евразии, 1980; и др.], что процесс становления континентальной коры происходил стадийно. В нем выделяются: 1) океаническая стадия — с океаническим типом коры (меланократовый фундамент и океанический чехол) и обстановками, подобными современным океанам; 2) переходная стадия — с переходным типом коры, островным развитием гранито-метаморфического слоя и обстановками, подобными современным островным дугам, краевым морям и глубоководным желобам; 3) континентальная стадия — с континентальным типом коры при мощном развитии и повсеместном "гранитном" слое и обстановками, подобными современным материкам.

Формирование первой в геологической истории Сибири континентальной коры отличается рядом особенностей от эволюции фанерозойских процессов. Однако, как мы знаем, результат геологического развития оказался по существу одинаковым: и в докембрии, и в фанерозое происходит созидание континентальной коры. Целесообразно поэтому при рассмотрении стадийности раннедокембрийского процесса придерживаться максимальной преемственности в терминологии. В раннем докембрии выделяются такие стадии континентального корообразования:

1. Стадия формирования протокоры с результатом в виде специфической земной коры, все разнообразие которой исчерпывается, по-видимому, тремя типами: тоналитовая протоко́ра областей развития "серых гнейсов"; гранулит-базитовая протоко́ра ранней консолидации, имеющая сиалический профиль; неконсолидированная гранулит-базитовая протоко́ра симатического профиля. Ни один из указанных вариантов протокоры не может рассматриваться как аналог континентальной коры с мощным гранитным слоем. Из указанных типов протокоры в Восточной Сибири наиболее распространены два последних, причем процессы формирования зрелой континентальной коры наиболее мощно прошли в пределах сегментов с гранулит-базитовой протоко́рой симатического типа.

2. Стадия начального раскрытия океанических структур (рифтогенная) с резко утоненной гранулит-базитовой протокорой, накоплением рифтогенных фаций, в которых смешивается аркозовый и олигомиктовый материал, транспортируемый с бортов рифтов, а также вулканический и вулканокластический материал. Формирование бимодальных вулканических серий, вулканогенно-осадочных и кремнисто-железистых толщ. В зонах максимального раскрытия — частично океаническая стадия с океаническим типом коры.

3. Переходная стадия отвечает двум вариантам обстановок: в Главном зеленокаменном поясе — метаморфизм и складчатость рифтогенных и субокеанических комплексов, образование габбро-плагиигранитной формации и становление метаморфического слоя; в краевой зоне протоконтинента — накопление толщ шельфа и внутренних прогибов, а также последующее преобразование гранулит-базитовой протокры и ее осадочной оболочки и становление мощного гранитного слоя.

4. Континентальная стадия отличается хорошо выраженным континентальным типом коры и отвечает времени формирования позднеорогенных вулканоплутонических серий и моласс, структурно приуроченных к зонам предшествующих зеленокаменных поясов, а также времени становления массивов анортозит-рапакивигранитной формации, структурная позиция которых определяется их положением в пределах краевых поднятий новообразованной континентальной коры.

Если не задерживать внимания на идентичных названных отдельных стадий, а рассматривать их по существу, то различия дорифейского и фанерозойского путей формирования континентальной коры становятся очевидными.

Настоящая, хорошо выраженная океаническая стадия в раннем протерозое проявлена слабо. Не существует доказательств того, что комплексы океанической стадии занимали сколько-нибудь значительные пространства, да и вообще их выделение достаточно условно. Гораздо шире распространены рифтогенные комплексы начальной стадии раскрытия океанических структур с локальным развитием коры океанического типа (но не океанов!) в осевых частях рифтов. По-видимому, дорифейской эпохе вообще было несвойственно раскрытие таких океанических просторов, какие мы знаем для фанерозоя и современности.

Коренное различие наблюдается на уровне переходной стадии. В фанерозое комплексы переходной стадии формируются главным образом в пределах островных дуг и краевых морей. Именно здесь происходит формирование и гранитно-метаморфического слоя. В раннем протерозое переходная стадия, т.е. период формирования гранитно-метаморфического слоя, охватывает иную тектоническую область — краевую зону протоконтинента с ее комплексами шельфа, склона и внутренних прогибов. Аналогичные зоны фанерозоя, в частности шельфы пассивных континентальных окраин, уже обладают континентальной корой; таким зонам ни метаморфизм, ни гранитоидный магматизм не присущи.

Гораздо больше сходства у переходных стадий фанерозойских систем и зеленокаменных поясов раннего докембрия. Хотя геодинамические обстановки таких зон неадекватны, корообразующие процессы здесь выражены поразительно сходно: формирование коры в рифтогенных зеленокаменных поясах происходит в процессе сжатия, сменившего растяжение, и, как и в молодых островных дугах, при участии тектонического скупивания, метаморфизма и габбро-плагиигранитной формации. Это сходство понятно, так как зеленокаменные пояса — по существу образ будущих океанов фанерозоя, сжатие которых реализуется именно в островных дугах. В то же время протоко́ра — совершенно особая субстанция, и ее превращение в континентальную кору идет своеобразно (во всяком случае, фанерозойских аналогов здесь нет). В раннем протерозое становление континентальной коры осуществляется главным образом путем преобразования гранулит-базитовой протокры, а в фанерозое — путем трансформации океанической коры. Более важно, однако, другое — на протяжении всей геологической истории происходит преобразование симатической коры в сиалическую. По-видимому, в этом и состоит выражение процессов дифференциации вещества Земли в верхней части литосферы.

Континентальная стадия сравниваемых мегахронов идентична по конечному результату — континентальный тип коры с "гранитным" и "базальтовым" слоями. Есть, однако, и различия. В фанерозойских системах очень важный момент континентальной стадии — повторная, калиевая, гранитизация с кульминацией в виде плутонов калиевых гранитов, за которыми следуют вулcano-плутонические комплексы. В раннем протерозое калиевая гранитизация проявлена тоже очень широко. Более того, она проявлена здесь гораздо масштабнее, чем в фанерозое. Как всегда и везде, калиевая гранитизация в целом следует за плагιοгранитизацией. Но переход этот в раннем протерозое совершенно постепенный, без перерыва, происходит он еще в процессе регионального метаморфизма, на его спаде. Оба эти процесса — плагιοгранитизация и калиевая гранитизация — структурно и пространственно тесно связаны и составляют одно звено в цепи событий переходной стадии. Таким образом, континентальная стадия дорифейской коры включает только позднеорогенные молассы и вулcano-плутонические ассоциации. Но главное отличие континентальной стадии раннего протерозоя состоит, как указывалось, в появлении вестника первой континентальной коры — специфической анортозит-рапакивигранитной фомации.

Таким образом, при очевидном принципиальном сходстве результатов дорифейского и фанерозойского тектогенеза, выразившегося в формировании континентальной коры, режимы этого процесса оказываются неодинаковыми. Причина этих изменений логически следует из всего изложенного материала: ранний докембрий по объему континентальной коры, продуцированной в это время, можно расценить как "сиалический взрыв". Мантия, выдавшая наверх эту "накись", оказалась истощенной сиалической составляющей, которую она первоначально содержала. Появление в конце раннего протерозоя гигантских объемов континентальной коры изменило облик верхней части литосферы. Была создана новая система тектонических неоднородностей. Именно в этом можно видеть причину появления качественно новых геодинамических обстановок, которые в рифее и фанерозое (неогее) отражают взаимодействие уже вполне развившихся систем континент—океан. С этой точки зрения рубеж  $1700 \pm 50$  млн лет приобретает выдающееся значение.

Для того чтобы выяснить, имеем ли мы дело с событиями регионального или глобального масштаба, нужно обратиться к материалу по другим древним платформам. Детальное обсуждение этого вопроса выходит за рамки данной работы. И все же попытка такого анализа представляется интересной. Наша задача значительно облегчается в связи с тем, что в последние годы в этом направлении выполнены крупные обобщающие исследования, изложенные в книгах Л.И. Салопа [1973], М.А. Семихатова [1974], Ч.Б. Боукаева, А.К. Башарина, Н.А. Берзина [1977].

Для того чтобы сделать попытку подойти к решению вопроса о времени формирования первой континентальной коры и избежать при этом вполне возможных ошибок при интерпретации разнообразных и пестрых материалов по "чужим" территориям, нужно найти максимально эффективный метод анализа, такой инструмент, который позволил бы, хотя бы в первом приближении, решить альтернативу: было ли формирование первой континентальной коры единым глобальным актом или такого события в геологической истории не было.

Концепция стадийного развития континентальной коры, разработанная в Геологическом институте АН СССР [Пейве и др., 1976; Тектоника Северной Евразии, 1980], представляет такой инструмент — использование так называемых комплексов-показателей становления континентальной коры как индикаторов этого процесса на любой территории.

Научная разработка этой проблемы принадлежит А.А. Моссаковскому [1975]. К числу комплексов-показателей относятся вулcano-плутонические ассоциации известково-щелочного, субщелочного и щелочного типов (с калиевой тенденцией щелочности), а также континентальные верхние молассы. По-видимому, появление комплексов-показателей в геологической истории того или иного региона является единственным объективным свидетельством времени становления на данной территории зрелой континен-

тальной коры с "гранитным" слоем. Как это ни парадоксально, но присутствие самих гранитов еще не может указывать на достижение континентальной стадии. Ее прямой признак — появление "гранитного" слоя коры. Но сколько нужно гранита, чтобы исследователь решил, что "гранитный" слой уже существует: килограмм, или миллиард тонн, или миллион кубометров? Изучение комплексов-показателей имеет решающее значение для выяснения этого вопроса, так как вулcano-плутонические образования этого класса возникают как следствие мобилизации "гранитного" слоя вновь созданной континентальной коры.

В раннем докембрии Байкальской горной области, где первая континентальная кора, как мы видели, была сформирована к концу раннего протерозоя, впервые появились и соответствующие комплексы-показатели ее становления, т.е. такие комплексы, которые были продуцированы самой этой только что возникшей, новообразованной корой. Никаких признаков существования более древних образований такого типа в Сибири не установлено. Это и позволяет говорить об отсутствии более ранней зрелой континентальной коры. Выяснена также важнейшая специфическая черта первых в геологической истории комплексов-показателей становления континентальной коры — участие в их составе неповторимой в дальнейшем анортозит-рапакивигранитной формации. Какое место занимают подобные образования в пределах других древних платформ?

Л.И. Салоп [1973] и М.А. Семихатов [1974] дали исчерпывающий анализ стратиграфической и возрастной последовательности основных докембрийских комплексов мира. Несмотря на вполне естественные расхождения в интерпретации, неизбежные при обобщении такого громадного материала, оба автора подчеркивают жесткую стратиграфическую и хронологическую привязку субазальных красноцветных моласс и вулканитов, впервые появившихся в геологической истории, и обращают внимание на их распространение в пределах всех материков. Л.И. Салоп, кроме того, привлекает внимание к проблеме формации анортозитов и рапакиви, указывая на повсеместную приуроченность массивов этих пород к фундаменту древних платформ, стабилизированному после карельской складчатости. Он подчеркивает также, что возраст рапакиви во всем мире оказывается одинаковым и определяется интервалом 1600—1800 млн. лет.

М.А. Семихатов с большой полнотой проанализировал вертикальные формационные ряды протерозойских комплексов Евразии, Средней Америки, Африки и Австралии и подчеркнул, что "рубеж  $1700 \pm 50$  млн. лет. . . имеет универсальное значение в пределах территории древних платформ и обрамляющих их зон на четырех континентах" [Семихатов, 1974, с. 255]. Детально обсуждая проблему тектонической интерпретации моласс, этот автор приходит к единственному правильному, на мой взгляд, выводу об определении верхней границы нижнего протерозоя по возрасту позднеорогенных моласс и вулcano-плутонических ассоциаций, "завершающих магматизм раннепротерозойских подвижных поясов" [Там же, с. 254].

Два обстоятельства подтверждают справедливость такого решения. Прежде всего это чрезвычайно масштабно проявленный процесс повторной гранитизации архейских гранулитовых комплексов, завершившийся к интервалу 2000—1800 млн. лет. Глобальный характер этого события подчеркивается многими исследователями. Анализ геологических карт показывает, что наземные вулканиты и пестроцветные молассы пространственно и структурно всегда приурочены именно к зонам раннепротерозойской складчатости, метаморфизма и гранитизации. С другой стороны, как показал М.А. Семихатов [1974, с. 255], "структурный план накоплений рифейских отложений . . . полностью автономен от более древнего", в том числе и от интересующих нас сейчас позднеорогенных комплексов. Хотелось бы следом процитировать А.П. Виноградова и А.И. Тугаринова [1968, с. 28]: "Магматические процессы, датируемые 1700 млн. лет, обычно связаны с заключительными отзвуками более ранней . . . магматической эпохи, кульминационный момент которой относится к 1900 млн. лет". Материалы по геологии докембрия Сибири полностью подтверждают этот вывод. Эти же данные приводят к решительной поддержке мнения М.А. Семихатова о необходимости повышения верхней возрастной границы нижнего протерозоя до рубежа  $1700 \pm 50$  млн. лет. Значение этого рубежа тем более воз-

Таблица 2

Площадь сегментов разновозрастных континентальных кор в Северной Евразии, млн.км<sup>2</sup>

| Континентальная кора          | Площадь | Площадь фрагментов древних кор | Площадь без фрагментов древних кор | Процент от площади Северной Евразии |
|-------------------------------|---------|--------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|
| Карельская (дорифейская)      | 21,8    | —                              | —                                  | 55,08                               |
| Дофанерозойская (байкальская) | 2,04    | 0,52                           | 1,52                               | 3,84                                |
| Каледонская                   | 7,68    | 1,52                           | 6,16                               | 15,57                               |
| Варисийская                   | 6,88    | 1,72                           | 5,16                               | 13,04                               |
| Раннемезозойская              | 1,20    | 0,12                           | 1,08                               | 2,72                                |
| Позднемезозойская             | 1,68    | 0,12                           | 1,56                               | 3,99                                |
| Альпийская                    | 4,86    | 2,56                           | 2,30                               | 5,81                                |

растает, если учесть, что упоминавшиеся позднеорогенные образования являются по существу первыми образованиями такого рода в истории Земли.

Распространение красноцветных моласс и вулканоплутонических ассоциаций раннего протерозоя практически на всех материках, очень узкий возрастной интервал их формирования, единая структурная позиция этих комплексов и их тесная генетическая связь с предшествующими событиями метаморфизма, гранитизации и складчатости — все это прямо свидетельствует о глобальном акте становления первой континентальной коры с мощным "гранитным" слоем.

Какое место принадлежит раннепротерозойскому мегахрону в истории формирования континентальной коры современных материков? Можно попытаться подойти к решению этого вопроса на материалах, обобщенных при составлении Тектонической карты Северной Евразии [Тектоника Северной Евразии, 1980].

Выяснение принципиального сходства разрезов коры современных океанов и офиолитовой ассоциации материков [Пейве, 1969], послужило мощным импульсом для сравнительного анализа современных и палеотипных геодинамических обстановок и обоснования фундаментального вывода о формировании континентальной коры в результате структурно-вещественного преобразования коры океанического типа.

Тектоническая карта Северной Евразии, составленная по этому принципу в Геологическом институте АН СССР, демонстрирует глобальный характер основных эпох возникновения континентальной коры. По времени завершения корообразующих процессов выделяются семь таких эпох, охватывающих всю геологическую историю: 1) карельская, или дорифейская (конец раннего протерозоя), 2) дофанерозойская, или байкальская (конец рифея), 3) каледонская (начало девона), 4) варисийская (середина карбона), 5) раннемезозойская (середина триаса), 6) позднемезозойская (поздний мел), 7) альпийская (конец миоцена). Выделяется еще и восьмая эпоха, охватывающая области формирующейся, еще не завершенной континентальной коры (восток Евразии). Площади, занятые зрелыми континентальными корами разного возраста на Евразийском материке, неодинаковы (табл. 2).

Как видим, абсолютно преобладают площади, занятые континентальной корой раннего докембрия. Они в 3—4 раза превосходят площади каледонского и варисийского континентальных сегментов и на порядок превышают площади каждого из остальных сегментов. По другим материкам эти значения еще выше. Приведенные цифры не претендуют на большую точность (расчет сделан в контурах карты Северной Евразии, т.е. без Китая и Индии; вовлечение в расчет данных по этим территориям поднимает процент площади дорифейской континентальной коры до 75%), но и они все же убедительно свидетельствуют о господствующей роли процессов раннедокембрийского континентального корообразования в формировании земной коры современных материков.

Основные объемы дорифейской континентальной коры возникли, как было показано выше, путем преобразования древнейшей гранулит-базитовой протокоры и ее осадочной оболочке. Масштабы процесса преобразования протокоры были колоссальные, а сам этот процесс никогда, по-видимому, не повторялся в течение последующей геологической истории в таких грандиозных объемах. Этот вывод может встретить возражение — ведь среди сегментов молодых, фанерозойских континентальных кор заключено достаточно много очень крупных фрагментов дорифейской коры. Дело, однако, в том, что эти фрагменты (срединные массивы, микроконтиненты) в большинстве своем представляют отторженцы, блоки дорифейской континентальной коры, а не более ранней гранулит-базитовой протокоры. По-видимому, один из немногих примеров участия гранулитов в структуре фанерозойских зон — Урал [Кейльман, 1974]. Во многих других случаях гранулиты попадали в фанерозойские геодинамические системы уже предварительно диафорированными в течение раннепротерозойского тектогенеза. Если это так, то остается прийти к выводу, что чрезвычайно мощное преобразование протокоры в кору континентального типа является главным образом прерогативой раннего протерозоя.

Можно предложить объяснение этого феномена. В предыдущих главах было показано, что становление протокоры происходило в специфических необычных условиях, которые по сравнению с современными должны оцениваться как экстремальные. Продукты раннего этапа — "сухие" гранулитовые комплексы — отличаются повышенной плотностью составляющих их пород и соответственно громадными запасами заключенной в них энергии (по образному выражению Г.А. Кейльмана — это "энергетические консервы"). Поздний этап раннего докембрия демонстрирует резкую смену планетарных термодинамических обстановок. Можно предположить, что в этих ситуациях плотные "сухие" гранулит-базитовые комплексы протокоры оказались гравитационно неустойчивыми (к такому заключению пришел В.И. Шульдинер [1980]). Импульсом для их "разрядки", спонтанного преобразования в новые устойчивые системы могли служить процессы, связанные с активизацией верхней мантии, формированием ее аномальной линзы или слоя, что в верхней части литосферы было выражено в виде рифтогенеза.

В связи с этим интересно отметить, что зеленокаменные пояса, вокруг которых в теле протокоры бурно развиваются "стада" и пояса гранито-гнейсовых куполов, по своим размерам в плане с учетом последующего сжатия невелики, тогда как ширина обрамляющих их гранито-гнейсовых поясов, а иными словами, участков переработанной гранулит-базитовой протокоры — в 5–10 раз больше. Тектоническое раскрытие в дорифейских зеленокаменных поясах, хотя оно и сопровождалось в предельном случае формированием коры океанического типа, не было очень значительным. В Байкальской горной области ширина самых крупных "океанов", по-видимому, не составляла и 500 км. О незначительных масштабах раскрытия в каждом отдельном рифте свидетельствует, между прочим, и сама множественность зеленокаменных поясов. Действительно, максимальное выражение процесса рифтогенеза — это современные океаны. Их количество невелико, а размеры громадны. Докембрийские рифтовые зоны ("океаны"), наоборот, чрезвычайно многочисленны, но размеры их относительно малы. Тем более поразительно, что, несмотря на незначительное раскрытие и размеры древнейших рифтов, зона их влияния на окружающие протоконтиненты оказывается такой обширной. Определенный интерес в этом плане представляет сопоставление ширины переходных зон современных и древних геодинамических систем континент–океан. Ширина современных переходных зон (с корой переходного типа) в западной части Тихого океана, например, составляет 1000–1500 км, а расстояние от этих зон (от островных дуг и глубоководных желобов) до оси спрединга достигает 8000–9000 км. т.е. в 6–9 раз больше. В системах раннего докембрия переходная зона протоконтинента имеет, как мы видели, ширину 200 км, а расстояние от нее до осевой части Главного рифта с учетом тектонического укорочения равно 200–300 км, т.е. эти зоны практически равны. Представляется, что этот очевидный факт

можно интерпретировать как косвенное указание на сильную неустойчивость гранулит-базитовой протокоры, ее реакцию на смену геодинамического режима в раннем протерозое.

Изучение стадийности формирования земной коры показывает [Пейве и др., 1976; Тектоника Северной Евразии, 1980], что на всем протяжении геологической истории сосуществуют два как бы противоположных по результатам процесса: один — формирование океанической коры, другой — формирование континентальной коры. Оба они, однако, отражают единый процесс дифференциации вещества Земли. Океаническая кора не является его конечным продуктом. В зонах перехода от океанов к континентам она составляет основание комплексов островных дуг и трансформируется вместе с ними в кору континентального типа. Таким образом, конечный продукт дифференциации — становление континентальной коры. Процесс этот направленный, необратимый. С течением времени изменяются масштабы и темпы континентального корообразования, эволюционируют и стадии этого процесса, но количества, объемы континентальных кор непрерывно наращиваются.

С позиций концепции стадийного развития континентальной коры вся геологическая история Азиатского материка может быть разделена на три главных мегахрона. Первый из них завершился в раннем архее формированием гранулит-базитовой протокоры, в структуре которой обособились сегменты ранней консолидации с несовершенной корой сиалического профиля и сегменты со слабо консолидированной корой симатического типа. Второй мегахрон отвечает поздней эпохе раннего докембрия (поздний архей—ранний протерозой, но более всего, по-видимому, ранний протерозой). Это время масштабного преобразования симатических сегментов архейской протокоры и ее раннепротерозойской осадочной оболочки с формированием в итоге первой зрелой континентальной коры с мощным "гранитным" слоем. Интересно, что уже в течение этой эпохи происходит и структурно-вещественное преобразование коры океанического типа, но объемы континентальной коры, возникшей в результате этого процесса, в общем балансе дорифейской континентальной коры были незначительными. Третий мегахрон обнимает неогей, т.е. рифей и фанерозой. Это эпоха, когда формирование континентальной коры происходит главным образом в процессе структурно-вещественного преобразования коры океанического типа.

Подход к расшифровке событий геологической истории с позиций концепции стадийного формирования континентальной коры открывает перспективы обнаружения наиболее крупных закономерностей, управляющих геологическими процессами. По существу это позволяет перейти от рассмотрения огромного разнообразия конкретных геологических проявлений и не всегда отчетливо выраженных взаимосвязей между ними к анализу более общих характеристик и общих тенденций геологического развития.

Максимально упрощая задачу, можно видеть, что существует только два типа земной коры, отражающих глобальную систему современных тектонических неоднородностей: это кора океаническая и кора континентальная. Достаточно очевидно, что фрагменты, реликты океанической коры присутствуют в структуре коры континентального типа и, следовательно, оба эти типа исторически и эволюционно взаимосвязаны. В конечном счете именно это обстоятельство определяет исключительное значение и актуальность проблем формирования континентальной коры, их фундаментальный характер.

Подход к решению проблем континентального корообразования не возможен без привлечения материалов по геологии раннего докембрия, на долю которого приходится около 80% общего объема континентальной коры, продуцированной за всю геологическую историю.

В данной работе главным образом на геологическом материале по раннему докембрию Байкальской горной области сделана попытка выяснить последовательность эндогенных и экзогенных процессов, приведших к возникновению зрелой континентальной коры. Совершенно очевидно при этом, что многие закономерности форми-

рования "гранитного" слоя Байкальской горной области, который был первым "гранитным" слоем в истории геологического развития территории, должны иметь не только региональное, но и более общее, универсальное значение. Такое заключение исходит прежде всего из давно установленных и многократно проведенных фактов поразительного сходства специфических докембрийских комплексов и структур всех без исключения материков Земли. Трудно отказаться поэтому от предположения, в значительной мере интуитивного, что в глобальном плане становление первой в геологической истории континентальной коры происходило, по-видимому, по единому сценарию. Автор далек, однако, от мысли о непосредственном прямолинейном приложении импонирующей ему модели к любому докембрийскому объекту в любой части света. Речь идет лишь о наметившемся подходе к разработке будущей общей модели докембрийского тектогенеза.



## ЛИТЕРАТУРА

- Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 133 с.
- Березкин В.И. Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1971. 120 с.
- Берк Л., Дьюи Дж. Ф., Кидд У.С.Ф. Господство горизонтальных движений, островодужных и микроконтинентальных столкновений в течение позднего пермобильного этапа. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 123–143.
- Бибикина Е.В., Кориковский С.П., Селько А.И., Федоровский В.С. Возраст гранитов приморского комплекса (Западное Прибайкалье) по данным U—Pb-метода. — Докл. АН СССР, 1981, с. 257, № 2, с. 462–466.
- Биркис А.П. Анортозит-гранитная формация Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук, М., 1980. 55 с.
- Богатиков О.А. Анортозиты. М.: Наука, 1979. 232 с.
- Богомолова Л.М., Тимофеев В.Ф. Тектоника "трогового" комплекса бассейна р. Олекмы. — В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука, 1983, с. 22–24.
- Бор-минг Ян, Нейкуист Л.Э. Эволюция коры в системе Земля—Луна. Ограничения, вытекающие из Rb—Sr-исследований. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 63–87.
- Борукаев Ч.Б., Башарин А.К., Берзин Н.А. Докембрий континентов, основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977. 262 с.
- Бурчак А.Р., Мирчинк С.Г. К стратиграфии метаморфизованных осадочных пород Патамско-Витимского нагорья. — Сов. геология, 1948, № 32, с. 31–43.
- Бутов Ю.П., Заневлевич А.Н., Литвиновский В.А. Проблема байкалит в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области. — Геотектоника, 1974, № 2, с. 60–71.
- Бухаров А.А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 138 с.
- Вейзер Я. Эволюция отношений  $^{87}\text{Sr}$  /  $^{86}\text{Sr}$  в морской воде в течение геологической истории и ее значение как показателя эволюции земной коры. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 565–575.
- Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А. и др. Анортозит-рапакивитгранитная формация Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1978. 296 с.
- Виноградов А.П., Тугаринов А.И. Геохронологическая шкала докембрия. — В кн.: Проблемы геохимии и петрохимии. М.: Наука, 1968, с. 5–16.
- Виноградов В.И., Лейтес А.М., Булкайте М.И., Покровский Б.Г. Rb—Sr-система в породах Олекмо-Каларского анортозитового массива и его северного обрамления. — Докл. АН СССР, 1983, с. 273, № 2, с. 445–449.
- Гафаров Р.А., Лейтес А.М., Федоровский В.С. и др. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 43–58.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 334 с.
- Гиммельфарб Г.Б., Белоножко Л.Б., Николаев Ю.Т. К вопросу о генезисе кварц-силиманитовых включений в биотитовых гнейсах удоканской серии нижнего протерозоя (Олекмо-Витимская горная страна). — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 2, с. 282–286.
- Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов: Данные по щитам южного полушария. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 264–286.
- Глуховский М.З. Тектоника фундамента и чехла протоплатформы Восточной Сибири (на примере хр. Удокан): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, М., 1970. 24 с.
- Глуховский М.З. Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докембрия на примере Алданского щита. — Геотектоника, 1975, № 2, с. 3–20.
- Глуховский М.З., Миронюк Е.П. Некоторые вопросы стратиграфии нижнепротерозойских отложений хребта Удокан. — В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М.: Недра, 1971, с. 195–199.
- Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.

- Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протоофиолитов. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 103–117.
- Глуховский М.З., Федоровский В.С. О нижней границе удоканской серии и соотношениях архея и нижнего протерозоя в Олекмо-Витимской горной стране. — В кн.: Тектоника Сибири, М.: Наука, 1970, т. 4, с. 39–42.
- Головенко В.К. Литолого-геохимические особенности и условия образования телпоргитовой серии Байкальской горной области, М.: Недра, 1976. 144 с.
- Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 266 с.
- Грчев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 246 с.
- Грчев А.Ф., Федоровский В.С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов. — Сов. геология, 1970, № 12, с. 121–122.
- Грчев А.Ф., Федоровский В.С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3–22.
- Грчев А.Ф., Федоровский В.С. Рифтогенез в раннем докембрии. — В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез, М.: ГИН АН СССР, 1982, с. 51–52.
- Грчев А.Ф., Федоровский В.С. Зеленокаменные пояса — главные корообразующие структуры раннего докембрия. — В кн.: Тектоника и некоторые проблемы металлогении раннего докембрия, М.: ГИН АН СССР, 1984, с. 18–19.
- Гудвин А.М. Древнейшие окраины континентов. — В кн.: Геология континентальных окраин, М.: Мир, 1979, т. 3, с. 113–129.
- Гудвин А.М. Гигантская метеоритная бомбардировка и развитие континентальной земной коры. — В кн.: Ранняя история Земли, М.: Мир, 1980, с. 87–108.
- Дембо Т.М. Стратиграфия южной части Патомского нагорья. — В кн.: Вопросы геологии Азии, М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. 1, с. 114–125.
- Добржинская Л.Ф., Кориковский С.П., Риле Г.В. и др. Стратиграфия нижнего протерозоя Делюн-Уранского и Северо-Муйского хребтов. — В кн.: Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири. Л.: Наука, 1983, с. 103–113.
- Докембрийские вулканические структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 66 с.
- Жаринов В.А., Ишбулатов Р.А., Литвин Ю.А. Проблема происхождения магм островных дуг в свете экспериментальных исследований при высоких давлениях. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 9–18.
- Жданова Т.П. Стратиграфия северо-востока Патомского нагорья. — Тр. ЦНИГРИ, 1961, вып. 38, с. 45–54.
- Жданова Т.П. Тектоника северо-востока Патомского нагорья. — Тр. ЦНИГРИ, 1962, вып. 48, с. 83–91.
- Зилов А.Р. Петрология Джигадакарского гранитного массива. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск, 1959, вып. 5, с. 42–54.
- Зоненшайн Л.П., Перфильев А.С. Формирование континентальной коры Урало-Монгольского складчатого пояса. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 47–62.
- Иванов А.И. Закономерности формирования линейной складчатости северной части Байкало-Патомского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, Иркутск, 1984. 23 с.
- Казакевич Ю.П. К изучению тектоники центральной части Патомско-Витимского нагорья. — Тр. НИГРИзолото, 1956а вып. 21, с. 46–61.
- Казакевич Ю.П. Геология Ленского района, включая Патомское нагорье. — В кн.: Состояние по металлогении Западного Забайкалья. Иркутск, 1956б, с. 38–40.
- Казакевич Ю.П. Геологическое строение золотоносного района и основные закономерности в локализации золотых месторождений. — В кн.: Тр. 1-го совещания по металлогении Западного Забайкалья, Чита, 1958, с. 91–98.
- Казакевич Ю.П., Жданова Т.П., Кондратенко А.К., Сторожко А.А. Стратиграфия центральной части Патомско-Витимского нагорья. — Тр. НИГРИзолото, 1956, вып. 21, с. 22–23.
- Казакевич Ю.П., Шер С.Д., Жданова Т.П. и др. Ленский золотоносный район. Т. 1. Стратиграфия, тектоника, магматизм и проявления коренной золотоносности. М.: Недра, 1971. 163 с.
- Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
- Кейльман Г.А. Геология метаморфических фаций. — В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск, 1977, с. 22–39.
- Кейльман Г.А., Паняк С.Г. Проблема планетарной корообразующей гранитизации. — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1979, вып. 7, с. 3–13.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
- Кондратенко А.К., Шер С.Д. К вопросу о характере сочленения бодайбинских и мамско-чуйских складчатых структур в юго-западной части Витимо-Патомского нагорья. — Тр. ЦНИГРИ, 1960, вып. 30, с. 73–86.
- Коржинский Д.С. Гранитизация или магматическое замещение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2, с. 56–69.
- Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 220–234.
- Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. — В кн.: Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968, с. 69–74.

- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 300 с.
- Кориковский С.П. Малоуглубленный ставролит-андалузит-силлиманитовый тип регионально-го метаморфизма в центральной части хребта Кодар. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 152–167.
- Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Кориковский С.П., Гусева А.И., Федоровский В.С. Перекристаллизация кианит-хлоритовых сланцев и изменение состава мусковит-фенгитов в зонах контактового воздействия нижнепротерозойских гранитоидов Патомского нагорья. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1974, вып. 4, с. 257–277.
- Кориковский С.П., Селько А.И., Федоровский В.С. Новые данные о метаморфизме и строении докембрия северо-западного Прибайкалья. — В кн.: Проблемы петрогенезиса и рудообразования, корреляция эндогенных процессов. Иркутск: ИЭК СО АН СССР, 1979, с. 161–162.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С. О геологических и петрологических взаимоотношениях удоканской серии и станового комплекса. — Докл. АН СССР, 1964, т. 156, с. 318–321.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С. Новые данные о возрасте докембрийских толщ между-речья Нечеры и Бульбухты (южная часть Патомского нагорья). — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1970, № 12, с. 93–97.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С. Геологические соотношения пород удоканской серии и трогового комплекса (юго-западная часть Алданского щита). — Сов. геология, 1971, № 10, с. 120–124.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С. Значение метаморфических несогласий как критерия для расчленения докембрийских комплексов. — В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 67–83.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1980. 300 с.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С. Корреляция нижнепротерозойских стратифицированных комплексов Олекмо-Витимской горной страны и Патомского нагорья. — В кн.: Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири. Л.: Наука, 1983, с. 37–50.
- Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 118 с.
- Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становлении и тектонической эволюции. — В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 157–169.
- Лавровиц Н.Н. К вопросу об истории формирования удоканской серии докембрия Сибири. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1970, № 11, с. 147–153.
- Ламберт Р. Ст. Дж. Архейские тепловые режимы, температуры коры и верхней мантии и поэтапная модель эволюции Земли. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 367–380.
- Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. 215 с.
- Лейтес А.М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. М.: Наука, 1965. 183 с.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С. Тектоника запада Алданского щита (Олекмо-Витимская горная страна). — Геотектоника, 1972, № 2, с. 46–61.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. — Геотектоника, 1977а, № 1, с. 3–24.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С. Тектоника фундамента юга Сибирской платформы и вопросы размещения полезных ископаемых. — В кн.: Проблемы тектоники территории СССР и размещения полезных ископаемых. М.: ГИН АН СССР, 1977б, с. 14–16.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С. Тектоника и важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. — В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978, с. 109–170.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С. Тектонические и металлогенические аспекты проблемы стадийного формирования континентальной коры фундамента Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 90–100.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С. Континенты и океаны раннего докембрия. — В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1980, т. 8, с. 137–143.
- Летников Ф.А. Особенности флюидного режима эндогенных процессов в коре и мантии. — В кн.: Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Иркутск, 1977, с. 5–9.
- Летников Ф.А. Физико-химические аспекты металлогении метаморфизма. — В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979, с. 117–130.
- Летников Ф.А., Шкандрий Б.О. Флюидный режим метаморфизма. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976, с. 76–86.
- Лобанов М.П. О магматизме северной части Байкальского хребта. — В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. М.: Недра, 1964, с. 138–195.
- Лобачевский И.В. О глубинной структуре Мамского и Бодайбинского синклиналиев по данным гравиметрии. — Геология и геофизика, 1981, № 11, с. 100–108.
- Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
- Лутц Б.Г. Геохимия океанической и конти-

- нентального магматизма, М.: Наука, 1980, 248 с.
- Макарошкина З.П.** Глубинные разломы Витимско-Патомского района и их роль в распределении эндогенной минерализации. — В кн.: Эндогенные полезные ископаемые Саяно-Байкальской горной области. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974, с. 32–39.
- Малых В.С., Александров А.А., Макарошкина З.П., Михайлова Т.С.** Малые рудоносные интрузии биотитовых гранитов послегеосинклинального развития Байкальской складчатой области и критерии их выделения. — В кн.: Эндогенные полезные ископаемые Саяно-Байкальской горной области. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974, с. 17–31.
- Мануйлова М.М., Зарубин В.В.** Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. Л.: Наука, 1981, 88 с.
- Маракушев А.А.** Геологические и физико-химические связи между метаморфизмом и магматизмом. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма, Л.: Наука, 1976, с. 7–22.
- Маракушев А.А.** Метаморфизм и его факторы. — В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 3–29.
- Маракушев А.А., Перчук Л.Л.** Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В кн.: Тез. докл. Междунар. геол. конгр. М., 1971, с. 513–515.
- Марков М.С.** Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975, 232 с.
- Марков М.С., Пушаровский Ю.М., Тильман С.М.** Тектоника шельфовых зон восточноарктических и дальневосточных морей. — Сов. геология, 1978, № 1, с. 17–27.
- Мац В.Д.** Верхний докембрий западного Прибайкалья и западной окраины Северо-Байкальского нагорья (стратиграфия и история развития). Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1965, 24 с.
- Мац В.Д., Бухаров А.А.** К стратиграфии верхнего докембрия западной окраины Байкальской горной области. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Кн. изд-во, 1967, с. 339–349.
- Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны.** Геология и закономерности размещения, Л.: Недра, 1966, 386 с.
- Миркина С.А.** О возрасте пихлохоров Катугинского месторождения. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 170–171.
- Миронюк Е.П.** Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского щита и соотношение олекминской серии и станового комплекса. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 93–109.
- Митрофанов Ф.П., Мануйлова М.М., Неелов А.Н.** и др. Типовые комплексы докембрия Восточной Сибири. — В кн.: Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979, с. 110–122.
- Мишенькин Б.П., Крупская Г.В., Петрик Г.В., Селезнев В.С.** Глубинные сейсмические исследования на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны. — Геология и геофизика, 1975, № 4, с. 71–79.
- Моссаковский А.А.** Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в формировании континентальной земной коры. М.: Наука, 1975, 318 с.
- Моссаковский А.А.** Структурные и вещественные аспекты проблемы становления континентальной коры. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 159–170.
- Накви С.М.** Физико-химические условия в течение архея по результатам изучения геохимии Дхарварских образований. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 295–305.
- Неелов А.Н., Милькевич Р.И.** Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири. Л.: Наука, 1979, 312 с.
- Нужнов С.В.** Региональная стратиграфическая шкала протерозойских отложений Алданского щита. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск: Кн. изд-во, 1968, с. 7–19.
- Общие вопросы расчленения докембрия СССР.** Л.: Наука, 1979, 164 с.
- Охотников И.Д., Митрофанов Г.Л.** Стратиграфические разрезы докембрия Средне-Витимской горной страны. — В кн.: Стратиграфия и полезные ископаемые докембрия Байкало-Патомского нагорья. Иркутск, 1969, с. 42–44.
- Охотников И.Д., Митрофанов Г.Л.** Терригенно-вулканогенная формация и ее положение в разрезе докембрия Средне-Витимской горной страны. — В кн.: Стратиграфия и полезные ископаемые докембрия Байкало-Патомского нагорья. Иркутск, 1969, с. 39–42.
- Павловский Е.В.** Геологический очерк района Верхней Чары (Олекмо-Витимская горная страна). — Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения, 1933, вып. 271, с. 21–35.
- Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса.** Новосибирск: Наука, 1981, 316 с.
- Пейве А.В.** Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5–23.
- Пейве А.В., Янишин А.Л., Зоненшайн Л.П.** и др. Становление континентальной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6–20.
- Перчук Л.Л.** Режим воды и углекислоты при метаморфизме и гранитизации. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1978, с. 68–79.
- Перчук Л.Л.** Термодинамический режим метаморфизма в докембрии. — В кн.: Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 51–55.

- Петров А.Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1976. 120 с.
- Петрохимия осадочных и вулканогенно-осадочных формаций докембрия. Л.: Наука, 1983. 256 с.
- Потороченко А.Н. О положении делюнской свиты в Средне-Витимской горной стране. — В кн.: Стратиграфия и полезные ископаемые докембрия Байкало-Патомского нагорья. Иркутск, 1969, с. 37—39.
- Реутов Л.М., Ляхницкий В.В. Нижнепротерозойские образования Олекмо-Токкинского водораздела. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск: Кн. изд-во, 1968, вып. 18, с. 93—105.
- Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. М.: Мир, 1975. 353 с.
- Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Бабанский А.Д. Физико-химические проблемы происхождения щелочно-земельных магм. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5, с. 451—463.
- Салон Л.И. Стратиграфия докембрия Байкальской горной области. — В кн.: Тр. межведомств. совещ. по разработке унифицир. стратиграф. схем Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 12—16.
- Салон Л.И. Докембрий СССР. Байкальская горная область. — В кн.: Геологическое строение СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1958, т. 1, с. 3—34.
- Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1. 515 с.; 1967. Т. 2. 700 с.
- Салон Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 308 с.
- Салон Л.И., Травин Л.В., Шалек Е.А. К стратиграфии и тектонике докембрия южной части Байкальского хребта (о положении алайской свиты в разрезе докембрия Западного Прибайкалья). — В кн.: Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1974, с. 144—172. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 199).
- Саттон Дж. Тектонические соотношения в архее. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 108—115.
- Свириденко В.Т. Формация гранитов-рапакиви западной части Алданского щита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 9, с. 25—39.
- Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 301 с.
- Смит Дж. В. Развитие системы Земля—Луна и выводы применительно к геологии ранней Земли. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 9—28.
- Сokolov Ю.М. Вторичная линейность в породах Чуйского геосинклиналия (Северо-Байкальское нагорье). — В кн.: Деформация и структуры докембрийских толщ. Л.: Наука, 1967, с. 115—121.
- Сokolov Ю.М., Сумин Л.В., Подковыров В.М. Изотопный возраст цирконов в пегматитах Северо-Байкальской мусковитовой провинции. — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 2, с. 421—424.
- Срывцев Н.А. Петрология гранитоидов краевого шва Сибирской платформы (татарниковский комплекс). — В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы. Л.: Недра, 1970, с. 133—146.
- Срывцев Н.А., Сандимирова Г.П., Кутявин Э.П. и др. О возрасте двупроксеновых гранитоидов татарниковского комплекса северо-западного Прибайкалья. — В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 101—110.
- Тарни Дж. Геохимия архейских высокометаморфизованных гнейсов. Вывод о происхождении и эволюции докембрийской земной коры. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 407—421.
- Тектоника Северной Евразии: Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000. М.: Наука, 1980. 222 с.
- Тугаринов А.И., Ступникова Г.Л., Зыков С.И. К геохронологии юга Сибирской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 1, с. 21—36.
- Уильямс Г., Стивенс Р. Древняя континентальная окраина на востоке Северной Америки. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979, т. 3, с. 113—129.
- Файзуллин Р.М. Петрохимическая и геохимическая характеристика среднепротерозойских эффузивов Западного Прибайкалья и Северо-Байкальского нагорья. — В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. М.: Недра, 1964, с. 196—214.
- Федоровский В.С. Объем и границы меденосной удоканской серии докембрия Восточной Сибири. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968а, № 11, с. 104—119.
- Федоровский В.С. К вопросу о пересмотре стратотипического разреза удоканской серии докембрия Восточной Сибири. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск: Кн. изд-во, 1968б, вып. 18, с. 105—108.
- Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан (Восточная Сибирь). М.: Наука, 1972. 130 с.
- Федоровский В.С., Лейтес А.М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. — Геотектоника, 1968, № 4, с. 114—127.
- Флаасс А.С. Некоторые особенности структурного развития мамско-бодайбинской серии. — Геотектоника, 1971, № 6, с. 58—64.
- Флаасс А.С. Особенности геологического строения и структурная эволюция Мамской кристаллической полосы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Пермь, 1975. 21 с.
- Флюидный режим формирования магматических пород. Новосибирск: Наука, 1980. 142 с.
- Фотиади Э.Э., Гришин М.П., Лютышев В.И., Сурков В.С. Глубинное строение и тектоника фундамента Сибирской платформы. — В кн.:

- Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1980, т. 8, с. 31–36.
- Фролова Н.В.** Об условиях осадконакопления в архейской эре. — Тр. Иркут. ун-та. Сер. геол., 1951, № 5, вып. 2, с. 38–68.
- Хашм В.Е.** Об основных этапах офиолитообразования в истории Земли. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 147–158.
- Шер С.Д.** К вопросу о тектонике Бодайбинского синклинального погружения и влиянии некоторых ее элементов на локализацию золотоносности. — Тр. ЦНИГРИ, 1961, вып. 38, с. 52–61.
- Шеридан Р.** Атлантическая континентальная окраина Северной Америки. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979, т. 2, с. 82–100.
- Шоу Д.М.** Доархейская, протоархейская и более поздние эры. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 40–63.
- Штрэйс Н.А.** О происхождении Гондваны. — В кн.: Гондвана. М.: Наука, 1964, с. 7–47.
- Шульдинер В.И.** Эволюция метаморфизма и формирование континентальной коры в раннем докембрии. — В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты, 1979, с. 39–40.
- Шульдинер В.И.** Образование раннедокембрийской коры в условиях специфического теплового режима. — В кн.: Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 56–61.
- Эрлих Э.Н.** Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966. 288 с.
- Barker F., Peterman Z.E.** Bimodal tholeiitic-dacite magmatism and the Early Precambrian crust. — Precamb. Res., 1974, vol. 1, p. 1–12.
- Blais S., Auvray B., Capdevila R., Hameurt I.** Les series komatiitiques et tholeiitiques des uintures archeennes de roches vertes de Finlande orientale. — Bull. Soc. géol. France, 1977, t. 19, p. 965–970.
- Clarke D.B.** Tertiary basalts of Baffin Bay, possible primary magma from the mantle. — Contribs Miner. and Petrol., 1970, vol. 25, p. 203–204.
- Danchin R.V.** Chromium and nickel in the Fig-Tree shale from South Africa. — Science, 1967, vol. 158, p. 68–77.
- Eade K.E., Fahrig W.F.** Geochemical evolutionary trends of continental plates — a preliminary study of the Canadian shield. — Bull. Geol. Surv. Canada, 1971, vol. 179, p. 51.
- Eade K.E., Fahrig W.F.** Regional lithological and temporal variation in the abundances of some trace elements in the Canadian shields. — Pap. Geol. Surv. Canada, 1973, vol. 46, p. 114–126.
- Engel A.E.J., Itson S.P., Engel C.G.** et al. Crustal evolution and global tectonics: A petrogenic view. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 85, p. 843–858.
- Fahrig W.F., Eade K.E.** The chemical evolution of the Canadian shield. — Canad. J. Earth Sci., 1968, vol. 5, p. 1247–1252.
- Fedorovsky V.S., Leites A.M.** Aldanian shield: development stages of crystalline complexes and the age of the continental Earth's crust. — Kristalinikum, 1980, sv. 15, p. 7–32.
- Fryer B.J., Fyfe W.S., Kerrich R.** Archean volcanic areals. — Chem. Geol., 1979, vol. 24, p. 56–72.
- Gee D.R., Groves D.J., Fletcher C.J.** Archean geology and mineral deposits of the Eastern Goldfields: Guidebook excursion 42A. — In: 25th Intern. geol. congr. Sydney, 1976, p. 3–21.
- Goldich S.S., Peterman Z.E.** Geology and geochemistry of the Rainy Lake area. — In: Archean geochem. conf. Toronto: Univ. press, 1978, p. 209–234.
- Gouguel J.** La geothermie. P.: DOIN ed., 1975. 225 p.
- Grachev A.F., Fedorovsky V.S.** On unified nature of greenstone belts in the Precambrian. — In: Abstracts of the XVII Assembly of IUGG. Canberra, 1979, p. 226.
- Grachev A.F., Fedorovsky V.S.** On the nature of greenstone belts in the precambrian. — Tectonophysics, 1981, vol. 73, p. 195–212.
- Green D.H.** Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics. — Geology, 1975, vol. 3, p. 15–18.
- Griggs D.T.** The sinking lithosphere and the focal mechanism of deep Earthquakes. — In: The nature of the solid Earth. N.Y., 1972, p. 361–384.
- Hallberg I.A.** Geochemistry of Archean volcanic belts in the Eastern Goldfields region of Western Australia. — J. Petrol., 1972, vol. 13, pt 1, p. 45–56.
- Hallberg I.A.** Acid/intermediate volcanism in the Jilgarn block, Western Australia. — In: Archean geochem. conf. Toronto: Univ. press, 1978, p. 235–247.
- Hawkesworth C.I., O'Nions R.K.** The petrogenesis of some Archean volcanic rocks from Southern Africa. — J. Petrol., 1977, vol. 18, pt 13, p. 487–520.
- Hurley P.M., Rand J.R.** Pre-drift continental nuclei. — Science, 1969, vol. 164, p. 1229–1242.
- Irving T.N., Baragar W.R.A.** A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. — Canad. J. Earth Sci., 1971, vol. 8, p. 523–548.
- Jaffey A.H., Flynn K.F., Glendenin L.E.** et al. Precision measurements of half lives and specific activities of  $U^{235}$  and  $U^{238}$ . — Phys. Rev. C. — Nucl. Phys., 1971, vol. 4, p. 1881–1906.
- Key R.M., Litherland M., Hepworth I.V.** The evolution of the Archean crust of northern Botswana. — Precamb. Res., 1976, vol. 3, p. 51–73.
- Kröner A.** The Precambrian geotectonic evolution of Africa: Plate accretion versus plate destruction. — Precamb. Res., 1977, vol. 4, p. 163–213.
- Lee W.H.K.** Thermal history of the Earth: Ph.D. thesis / Univ. of Cal. Los Angeles, 1967. 230 p.
- Naldrett A.I., Turner A.R.** The geology and petrogenesis of a greenstones belt and related nickel sulfide mineralization at Yakabindie, Western

- Australia. — Precamb. Res., 1977, vol. 5, N 1, p. 43–103.
- Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C.* The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 36, p. 121–132.
- Ramsey J.G.* Structural investigations in the Barberton Mountain Land, eastern Transvaal. — Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1963, vol. 66, p. 353–398.
- Sutton J.* Some consequences of horizontal displacements in the Precambrian. — Tectonophysics, 1977, vol. 40, N 1/2, p. 161–181.
- Taylor S.R.* Chemical composition and evolution of continental crust: The rare earth element evidence. — In: The Earth — its origin, structure and evolution. N.Y.: Acad. press, 1978, chap. II, p. 353–376.
- Veizer J., Compston W.*  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. — Geochim. et cosmochim. acta, 1976, vol. 40, p. 31–46.
- Veizer J., Jansen S.L.* Basement and sedimentary recycling and continental evolution. — J. Geol. 1979, vol. 87, N 4, p. 341–370.
- Viljoen M.I., Viljoen R.P.* Introduction to the geology of the Barberton Granite — Greenstone Terrain. — Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ., 1969, N 2, p. 9–28.
- Walker R.C.* Contribution of sedimentology to Archaean geology — a review. — GAC/MAC. Progr. Abstrs, 1976, vol. 1, N 62, p. 44–63.
- White W.M., Tapia M.P.M., Shilling I.G.* The petrology and geochemistry of the Azores Islands. — Contribs Miner. and Petrol., 1979, vol. 69, p. 201–203.
- Williams D.A.* Archaean ultramafic, mafic and associated rocks, Mt. Monger, Western Australia. — J. Geol. Soc. Austral., 1972, vol. 19, pt 2, p. 163–188.
- Wilson H.B.D., Morrice M.G.* The volcanic sequence in Archaean shields. — Geol. Assoc. Canada. Spec. Publ., 1974, N 16, p. 355–374.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|                |   |
|----------------|---|
| Введение ..... | 3 |
|----------------|---|

### Часть первая

#### НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ (стратиграфия, метаморфизм, магматизм, тектоника)

#### Глава первая

|                                                                                                                       |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Олекмо-Витимская горная страна (хребты Кодар, Удокан, Каларский, гольцы Бурпала) . . . .                              | 7  |
| Архей .....                                                                                                           | 7  |
| Нижний протерозой .....                                                                                               | 11 |
| Стратиграфия .....                                                                                                    | 11 |
| Метаморфизм .....                                                                                                     | 25 |
| Магматизм .....                                                                                                       | 27 |
| Тектоника .....                                                                                                       | 31 |
| Обоснование раннепротерозойского возраста удоканской серии и трогового комплекса Олекмо-Витимской горной страны ..... | 35 |

#### Глава вторая

|                                                                                                                                                                      |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Патомское нагорье .....                                                                                                                                              | 37 |
| Архей .....                                                                                                                                                          | 37 |
| Нижний протерозой .....                                                                                                                                              | 39 |
| Стратиграфия .....                                                                                                                                                   | 39 |
| Метаморфизм .....                                                                                                                                                    | 46 |
| Магматизм .....                                                                                                                                                      | 48 |
| Тектоника .....                                                                                                                                                      | 52 |
| Обоснование раннепротерозойского возраста тонодско-бодайбинской серии и корреляция дорифейских образований Патомского нагорья и Олекмо-Витимской горной страны ..... | 60 |

#### Глава третья

|                                                                                                                                                                |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Западное Прибайкалье (Байкальский и Приморский хребты) .....                                                                                                   | 68 |
| Нижний протерозой .....                                                                                                                                        | 69 |
| Обоснование раннепротерозойского возраста сарминской и акитканской серий и корреляция дорифейских образований Западного Прибайкалья и Патомского нагорья ..... | 86 |

#### Глава четвертая

|                                                                                                                                       |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Средневитимская горная страна (хребты Делюн-Уран и Северо-Муйский) .....                                                              | 94  |
| Нижний протерозой .....                                                                                                               | 95  |
| Делюн-Уранская зона .....                                                                                                             | 95  |
| Северо-Муйская зона .....                                                                                                             | 101 |
| Каралонская зона .....                                                                                                                | 103 |
| Межзональная корреляция разрезов и обоснование раннепротерозойского возраста метаморфических толщ Средневитимской горной страны ..... | 106 |
| Межрегиональная корреляция разрезов нижнего протерозоя .....                                                                          | 109 |

#### Глава пятая

|                                     |     |
|-------------------------------------|-----|
| Есть ли байкалиты на Байкале? ..... | 112 |
|-------------------------------------|-----|



**Часть вторая**  
**СТРУКТУРА ДОРИФЕЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ**  
**И ИСТОРИЯ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ**

**Глава первая**

|                                                                                                              |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Геодинамические ситуации в раннем протерозое севера и запада Байкальской горной области                      | 117 |
| Зеленокаменные пояса раннего докембрия – структуры рифтового типа                                            | 118 |
| Осадочные бассейны – структуры краевых зон протоконтинентов                                                  | 127 |
| “Активные” шельфы пассивных окраин протоконтинентов (об особом типе миеогеосин-клиналей в раннем протерозое) | 128 |
| Внутренние прогибы                                                                                           | 131 |
| Латеральный ряд структур и формаций                                                                          | 132 |

**Глава вторая**

|                                                                       |     |
|-----------------------------------------------------------------------|-----|
| Становление континентальной коры в раннем докембрии                   | 133 |
| Ранний этап (архейская протокора)                                     | 134 |
| Поздний этап: континентальный “взрыв”                                 | 139 |
| Причины и механизм континентального корообразования                   | 146 |
| Тектоническое положение зон и ореолов метаморфизма раннего протерозоя | 154 |
| Тектоническое положение массивов раннепротерозойских гранитоидов      | 161 |
| Ранний докембрий: запрет на субдукцию?                                | 166 |
| Комплексы-показатели становления первой континентальной коры          | 170 |

**Глава третья**

|                                                                                            |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Последовательность геологических событий и стадии формирования первой континентальной коры | 176 |
| Сравнение стадий развития земной коры в фанерозое и раннем докембрии                       | 182 |
| Литература                                                                                 | 190 |

## CONTENTS

|                               |   |
|-------------------------------|---|
| <b>Introduction</b> . . . . . | 3 |
|-------------------------------|---|

### Part one

#### LOWER PROTEROZOIC OF BAIKAL MOUNTAINS (stratigraphy, metamorphism, magmatism, tectonics)

#### Chapter one

|                                                                                                                         |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Olekma-Vitim Mountains (Kodar, Udokan, Kalar, Burpal Ranges)</b> . . . . .                                           | 7  |
| Archean . . . . .                                                                                                       | 7  |
| Lower Proterozoic . . . . .                                                                                             | 11 |
| Stratigraphy . . . . .                                                                                                  | 11 |
| Metamorphism . . . . .                                                                                                  | 25 |
| Magmatism . . . . .                                                                                                     | 27 |
| Tectonics . . . . .                                                                                                     | 31 |
| Early Proterozoic age substantiation for the Udokan sequence and the trough complex of Olekma-Vitim Mountains . . . . . | 35 |

#### Chapter two

|                                                                                                                                                                        |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Patom Upland</b> . . . . .                                                                                                                                          | 37 |
| Archean . . . . .                                                                                                                                                      | 37 |
| Lower Proterozoic . . . . .                                                                                                                                            | 39 |
| Stratigraphy . . . . .                                                                                                                                                 | 39 |
| Metamorphism . . . . .                                                                                                                                                 | 46 |
| Magmatism . . . . .                                                                                                                                                    | 48 |
| Tectonics . . . . .                                                                                                                                                    | 52 |
| Early Proterozoic age substantiation for the Tonod-Bodaibo sequence and correlation of pre-Riphean formations of the Patom Upland and Olekma-Vitim mountains . . . . . | 60 |

#### Chapter three

|                                                                                                                                                                       |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Western Pribaikalie (Baikal and Primorie Ranges)</b> . . . . .                                                                                                     | 68 |
| Lower Proterozoic . . . . .                                                                                                                                           | 69 |
| Early Proterozoic age substantiation for Sarma and Akitkan series and correlation of the pre-Riphean formations of Western Pribaikalie and the Patom Upland . . . . . | 86 |

#### Chapter four

|                                                                                                                                        |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Mid-Vitim mountains (Delyun-Uran and Northern Muya Ranges)</b> . . . . .                                                            | 94  |
| Lower Proterozoic . . . . .                                                                                                            | 95  |
| Delyun-Uran zone . . . . .                                                                                                             | 95  |
| Northern Muya zone . . . . .                                                                                                           | 101 |
| Karon zone . . . . .                                                                                                                   | 103 |
| Interzonal correlation of sections and Early Proterozoic age substantiation for metamorphic sequences of Mid-Vitim mountains . . . . . | 106 |
| Interregional correlation of Lower Proterozoic sections . . . . .                                                                      | 109 |

#### Chapter five

|                                                                  |     |
|------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Are there any Baikhalides in the Baikal region?</b> . . . . . | 112 |
|------------------------------------------------------------------|-----|

**Part two**  
**STRUCTURE OF THE PRE-RIPHEAN CONTINENTAL CRUST**  
**AND ITS EVOLUTION**

**Chapter one**

|                                                                                               |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Geodynamic settings of Early Proterozoic in northern and western Baikal Mountains . . . . .   | 117 |
| Early Precambrian greenstone belts — rift type structures . . . . .                           | 118 |
| Sedimentary basins — marginal structures of the protocontinent . . . . .                      | 127 |
| "Active" shelves of protocontinental passive margins (specific type of miogeosynclines in the |     |
| Early Proterozoic) . . . . .                                                                  | 128 |
| Inner troughs . . . . .                                                                       | 131 |
| Lateral series of structures and formations . . . . .                                         | 132 |

**Chapter two**

|                                                                                         |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Continental crust development in the Early Precambrian . . . . .                        | 133 |
| Early stage (Archean protocrust) . . . . .                                              | 134 |
| Late stage: continental "explosion" . . . . .                                           | 139 |
| Causes and the mechanism of continental crust formation . . . . .                       | 146 |
| Tectonic position of zones and aureoles of the Early Proterozoic metamorphism . . . . . | 154 |
| Tectonic positions of Early Proterozoic granitoid massifs . . . . .                     | 161 |
| Early Precambrian: subduction ruled out? . . . . .                                      | 166 |
| Indicator complexes of the first continental crust formation . . . . .                  | 170 |

**Chapter three**

|                                                                                                   |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| The succession of geological events and stages of the first continental crust formation . . . . . | 176 |
| Comparison between the stages of the Phanerozoic and Early Precambrian Earth crust development    | 182 |
| References . . . . .                                                                              | 190 |

Валентин Сергеевич Федоровский  
**НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ**  
**(геология и условия формирования континентальной коры**  
**в раннем декембрии)**

*Утверждено к печати*  
*Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом*

Редактор С.Г. Самыгин. Редактор издательства А.В. Кооп  
 Художественный редактор И.Ю. Нестерова. Технический редактор Г.И. Астахова  
 Корректор Т.И. Шеповалова

Набор выполнен на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28918

Подписано к печати 26.06.85.Т — 01174. Формат 70×100 1/16  
 Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная  
 Усл.печ.л. 16,3 + 0,8 вкл.Усл.кр.-отт. 17,3. Уч.-изд.л. 20,6. Тираж 700 экз.  
 Тип. зак. 467. Цена 3р.20к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"  
 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
 Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
 199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

**Part two**  
**STRUCTURE OF THE PRE-RIPHEAN CONTINENTAL CRUST**  
**AND ITS EVOLUTION**

**Chapter one**

|                                                                                                    |            |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>Geodynamic settings of Early Proterozoic in northern and western Baikal Mountains . . . . .</b> | <b>117</b> |
| <b>Early Precambrian greenstone belts – rift type structures . . . . .</b>                         | <b>118</b> |
| <b>Sedimentary basins – marginal structures of the protocontinent . . . . .</b>                    | <b>127</b> |
| "Active" shelves of protocontinental passive margins (specific type of miogeosynclines in the      |            |
| Early Proterozoic) . . . . .                                                                       | 128        |
| Inner troughs . . . . .                                                                            | 131        |
| <b>Lateral series of structures and formations . . . . .</b>                                       | <b>132</b> |

**Chapter two**

|                                                                                         |            |
|-----------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>Continental crust development in the Early Precambrian . . . . .</b>                 | <b>133</b> |
| Early stage (Archean protocrust) . . . . .                                              | 134        |
| Late stage: continental "explosion" . . . . .                                           | 139        |
| Causes and the mechanism of continental crust formation . . . . .                       | 146        |
| Tectonic position of zones and aureoles of the Early Proterozoic metamorphism . . . . . | 154        |
| Tectonic positions of Early Proterozoic granitoid massifs . . . . .                     | 161        |
| Early Precambrian: subduction ruled out? . . . . .                                      | 166        |
| Indicator complexes of the first continental crust formation . . . . .                  | 170        |

**Chapter three**

|                                                                                                          |            |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>The succession of geological events and stages of the first continental crust formation . . . . .</b> | <b>176</b> |
| <b>Comparison between the stages of the Phanerozoic and Early Precambrian Earth crust development</b>    | <b>182</b> |
| <b>References . . . . .</b>                                                                              | <b>190</b> |

Валентин Сергеевич Федоровский  
**НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ**  
**(геология и условия формирования континентальной коры**  
**в раннем декембрии)**

*Утверждено к печати*  
*Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом*

Редактор С.Г. Самыгин. Редактор издательства А.В. Кооп  
 Художественный редактор И.Ю. Нестерова. Технический редактор Г.И. Астахова  
 Корректор Т.И. Шеповалова

Набор выполнен на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28918

Подписано к печати 26.06.85.Т – 01174. Формат 70×100 1/16  
 Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная  
 Усл.печ.л. 16,3 + 0,8 вкл.Усл.кр.-отт. 17,3. Уч.-изд.л. 20,6. Тираж 700 экз.  
 Тип. зак. 467. Цена 3р.20к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"  
 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
 Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
 199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

**3р. 20 к.**