

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ*

Б.Г. ЛУТЦ

**МАГМАТИЗМ
ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ
РАННЕЙ ЗЕМЛИ**

МОСКВА "НАУКА"
1985

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ
ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL
GEOPHYSICAL PROJECTS



*RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS*

B.G. LUTS

MAGMATISM
OF THE EARLY EARTH'S
MOBILE BELTS

Editor-in-chief

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences
V.V. BELOUSOV



MOSCOW "NAUKA"

1985



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

Б.Г. ЛУТЦ

МАГМАТИЗМ
ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ
РАННЕЙ ЗЕМЛИ

4575

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
В.В. БЕЛОУСОВ



МОСКВА "НАУКА"
1985



Лутц Б.Г. Магматизм подвижных поясов ранней Земли. — М.: Наука, 1985. 216 с.

В монографии излагаются результаты работ, выполненных по программе Международного геодинамического проекта, устанавливаются главнейшие закономерности и связи геотектонических и магматических процессов при формировании складчатых подвижных поясов и кратонов. Разновозрастные группы подвижных поясов раннего докембрия соотносятся с крупными общемировыми геотектоническими циклами, синхронными для всех материков. Исследованы магматические комплексы вулканических, плутонических, метаморфически преобразованных и реоморфизованных пород, которые индивидуализированы на вещественной химической основе и сопоставлены с фанерозойскими и современными магматическими формациями. На основе историко-геологического и петролого-геохимического аспектов исследования предложена магматическая модель развития подвижных поясов ранней Земли.

Табл. 45, ил. 31, библиогр. с. 203–212 (306 назв.).

Рецензенты:

А.М. БОРСУК, В.С. ПОПОВ, А.К. СИМОН, В.Н. ШОЛПО

ВВЕДЕНИЕ

Очевидно, во введении автор должен сказать о причинах, побудивших его написать эту книгу, определить объект исследования и основной круг проблем, коснуться метода исследования и выразить признательность тем людям, которые оказали ему поддержку и помощь.

Истоки причин, заставивших взяться за этот труд, следует искать в давнем интересе автора к докембрийской геологии, вопросам общей геотектоники, магматизму и химии земного вещества. Многолетняя работа по этим проблемам вызвала острое желание объединить накопленный груз знаний и попытаться получить общую картину. Пожалуй, наиболее точно и кратко в такой же ситуации выразился один из крупнейших геологов недавнего прошлого С. Бубнов [1934, с. 19]: "Если мы не рассматриваем науку как ремесло, если в нас живут теоретические интересы, то у нас всегда будет чувствоваться страстное желание охватить общую картину мира, выработать целостное мировоззрение; и поскольку в науке осуществляется стремление к истине, нами руководит желание познать истину и видеть в ней для себя жизненную ценность".

Предмет нашего исследования — магматические комплексы подвижных поясов на ранних стадиях развития Земли. Речь идет о подвижных поясах и кратонах докембрия. Автор знаком с геологическими материалами по всем четырем щитам нашей страны: Анабарскому, Алданскому, Балтийскому и Украинскому. Особенно много он занимался геологией Анабарского и Алданского щитов. Данные по зарубежным кратонам взяты из литературных источников.

В докембрийских кристаллических комплексах мы видим самые разнообразные серии вулканических, плутонических, метаморфически преобразованных и реоморфизованных пород. Их можно сравнить по самым разнообразным петрохимическим и геохимическим параметрам. Но прежде необходима геологическая типизация магматических комплексов, а потом уже сравнительный анализ их вещественного содержания. Поэтому первым этапом работы является выделение древних подвижных поясов, геотектоническая типизация их внутренних элементов, обособление магматических комплексов и исследование геологических соотношений магматических серий. Следующий этап работы — это вещественная (химическая) индивидуализация выделенных магматических комплексов (магматических формаций) и сравнение их с такими же или подобными формациями фанерозойских и современных подвижных поясов. Сопоставив ассоциации магматических пород на базе их вещественного состава, следует обсудить генетические вопросы зарождения и эволюции соответствующих магматических расплавов. И наконец, на основе историко-геологического и вещественно-генетических аспектов исследования необходимо рассмотреть магматическую модель подвижных поясов ранней Земли.

Обращаясь к геологическим описаниям крупных докембрийских территорий, всегда можно видеть, что литература по тем или иным регионам многочисленна и крайне противоречива. Много публикаций посвящено разного рода специализированным деталям, при этом часто упускается из вида целостное восприятие объекта, его геологическое строение и развитие. При обращении к региональным схемам нередко можно видеть, что их авторы не предвзвешивают свои схемы изложением принципов и правил выделения геологических элементов и поэтому непонятно, какую логику они вкладывают в геоло-

го-исторический аспект своих построений. Несмотря на сложность геологических объектов, мы должны понимать, что природа постижима и что простота и необходимость лежат в основе ее понимания. При длительной работе с геологическими материалами и знакомстве с литературой начинает складываться собственное мнение о геологии того или иного региона, которое можно попытаться изложить. Важно при этом сразу поставить читателя в известность, какие геологические законы автор считает важными и каким принципам и логике он пытается следовать.

Надо сразу сказать, что автор монографии не разделяет идей гипотезы тектоники литосферных плит. Столь же скептически он относится к идеям перманентного превращения коры океанического типа в кору континентальную. В данной работе автор пытается развить теорию геосинклинального развития континентальных подвижных поясов. Среди докембрийских образований не обнаруживается аналогов современных океанических формаций. Автор полагает, что магматизм древнейших подвижных поясов может быть обобщен в рамках геосинклинальной теории как дальнейшее ее развитие. Несокрушимая устойчивость геосинклинального процесса во времени, в том числе и на самых ранних стадиях Земли, позволяет обобщить древний и современный материалы в общую магматическую модель геосинклинальных подвижных поясов и противопоставить их рифтогенным подвижным поясам.

Главным методом нашей работы следует назвать сравнительный анализ. Еще Гегелем в учебнике по философии была сформулирована сущность сравнительного анализа как метода познания. Для того чтобы понять сущность предмета или явления, надо поставить его в ряд себе подобных и сравнить, т.е. сначала выявить общие черты этого предмета с другими, а потом выявить черты отличия. Именно путем сравнения мы можем понять сущность предмета или явления.

В первой части работы сравниваются докембрийские подвижные пояса и их магматические комплексы, развитые на разных континентах, в основном по геологическим признакам. Во второй части сравнение идет по вещественным химическим признакам, причем в сравнительный анализ включаются также однотипные или похожие фанерозойские и современные магматические эквиваленты. Очень важна и необходима первая часть сравнительного анализа — нахождение общих черт древнейших магматических комплексов и их сопоставление с молодыми образованиями. Нередко сразу обращаются к различиям, акцентируя внимание на неповторимости докембрия, забывая выявить те главные особенности докембрийских подвижных поясов, которые роднят их с современными и заставляют говорить о едином и преемственном механизме формирования континентальной сиалической коры на древних и современных этапах. Не отрицая эволюционного развития планеты, автор особый упор хотел бы сделать на выявлении общих черт в строении и развитии докембрийских и фанерозойских подвижных поясов с тем, чтобы на древнем и новейшем материале подойти к пониманию эндогенных причин геологического процесса, формирующего континентальную земную кору.

Следует сделать ряд предварительных замечаний, и в том числе о принципе актуализма, роль которого в исследовании докембрийских образований исключительна.

Всегда, когда заходит речь о докембрии, говорится, что его изучение базируется на актуалистическом принципе, что докембрийская геология может описываться в терминах и понятиях, применяемых к молодым и современным геологическим образованиям. Принцип актуализма: "Настоящее служит ключом для понимания прошлого", — был сформулирован Дж. Хаттоном [Hutton, 1788]. Это геолог, который создал первую плутоническую теорию Земли. Он же сказал, что геологическая история нашей планеты есть не что иное, как история следующих друг за другом геотектонических циклов.

Принцип актуализма, а это, безусловно, принцип, а не закон, лежит в основе любого исторического исследования. Предполагается, что мы совершенно ясно видим современную картину природы, которая при движении в глубь веков тускнеет и приоб-

ретает фрагментарность. Эту фрагментарность можно преодолеть, если иметь в виду ясную модель явления или процесса.

Актуалистический подход к древнейшим геологическим образованиям предполагает применение к ним современных геологических моделей и геотектонических концепций.

Ретроспективный взгляд на геотектонические проблемы обнаруживает следующее. Бесспорно, что основополагающие геотектонические теории сначала возникли на материках и разрабатывались национальными школами геологов на своих территориях. Национальные геологические школы создавали свои представления о структурах земной коры и закономерностях развития, используя ту или иную региональную модель (Альпы, Аппалачи, Урал, Кавказ и т.д.). Все региональные модели достаточно индивидуальны и неповторимы, но всех их объединила в конце концов теория геосинклинального развития подвижных поясов Земли, которая позволила подойти ко всем частным моделям с единых позиций. На этой основе были созданы обобщающие геотектонические карты огромных регионов и материков.

Э. Ог в начале нынешнего века создал первую законченную теорию геосинклиналей, основываясь на более ранних идеях Дж. Холла, Дж. Дэна и М. Бертрана. Дальнейшая разработка геосинклинальной теории связывается с именами классиков геологической науки Л. Кобера, А. Крауса, Э. Зюсса, Г. Штилле, М. Кэя, Ж. Обуэна, К. Сю, Э. Аргана. В нашей стране разработка основополагающих проблем геосинклинальной теории и обсуждение типизации геосинклиналей дана в многочисленных публикациях В.В. Белоусова, М.В. Муратова, Н.С. Шатского, А.А. Богданова, В.Е. Хаина, К.В. Боголепова и др.

Геосинклинальную теорию подвижных поясов Земли, бесспорно, следует считать крупнейшим достижением геологической теоретической мысли, в ее создании приняло участие большое число геологов, причем эта теория далеко не разработана до конца, так как осталась неясной эндогенная причина и эндогенный механизм геологического процесса.

Долгое время в геологии бытовало прочное мнение о монополярной роли геосинклинальных поясов как главных и единственных активных зон, где формируется и наращивается земная кора. Обращение в 60-х годах к рифтовым системам и океанам выявило, что имеется и другой тип магматически активных систем, совершенно индивидуальных и ничего не имеющих общего с хорошо изученным геосинклинальным типом.

В.В. Белоусов, по инициативе и под руководством которого осуществлялось в Советском Союзе изучение мировой рифтовой системы, пришел к основополагающим выводам, что это самостоятельный геотектонический режим, отличный от геосинклинального, но сопоставимый с ним по рангу. Этот глобальный рифтовый режим он связывал с определенным мезозой-кайнозойским этапом новейшей активизации Земли, который не имеет аналогов в глубоком геологическом прошлом.

Одновременно в 60-х и 70-х годах в связи с проектом глубоководного бурения началось систематическое изучение океанического дна. Причем почти сразу же выяснилось, что весь предшествующий опыт континентальной геологии по существу оказался не применим к геологическим образованиям океанического дна. Колоссальная площадь океанического дна, залитая потоками базальтов и занимающая 2/3 земной поверхности, сформировалась относительно недавно (в океанах нет осадков древнее 200 млн. лет), причем таким способом, который не известен в глубоком геологическом прошлом. Системы срединно-океанических хребтов, характеризующиеся исключительной сейсмической и магматической активностью, оказались не геосинклинального, а рифтогенного типа. Океанические платформы (талассократоны) не похожи на континентальные платформы, залиты они потоками и покровами абиссальных базальтов специфически океанического, а не континентального типа. Целый ряд геотектонических элементов меньшего ранга — асейсмичные хребты, океанические острова, гайоты — также не имеют для себя континентальных аналогов. Из частных идей, главным образом геофизиков и океанологов, быстро родилась и завоевала чрезвычайную

популярность так называемая гипотеза тектоники литосферных плит, которая в первом приближении объединила факты океанической геологии в некую логическую, динамическую схему. Ее содержание всем известно. Обычно рассматриваются как взаимосвязанные два процесса: 1) зарождение океанической коры в срединно-океанических хребтах и раздвижение ее в стороны и 2) погружение океанической коры в краевых частях океанов под континентальную кору в зонах субдукции с поглощением коры в глобальных конвективных ячейках.

Следует сказать, что коль скоро родилась совершенно новая геология океанического дна, то сразу же возникают попытки объединить старый и новый опыт в более общую глобальную геотектоническую концепцию. Поскольку континентальных структур в океане не было обнаружено, внимание снова обратилось к континентам: нет ли там законсервированных океанических структур? Такими реликтами океанических образований были объявлены офиолиты.

Появилась концепция стадийного превращения океанической коры в кору континентальную. Эта концепция считает океаническую стадию начальной в развитии континентальных подвижных поясов. Островодужная геологическая ситуация рассматривается как промежуточная между начальной океанической и конечной континентальной.

В динамическом плане большое значение в этой концепции принадлежит процессам растяжения коры на начальном океаническом этапе и процессам сгущивания на последующих стадиях. Процесс формирования базальтовой океанической коры и континентальный процесс сгущивания силикатической материи с габброизацией перидотит-серпентинитовой подложки, а также последующая гранитизация оказываются эволюционно соподчиненными и обусловленными процессами.

В геологической литературе по докембрию мы видим примеры применения всех современных геотектонических моделей: 1) геосинклинальной; 2) модели тектоники литосферных плит, когда считается, что подвижный пояс образуется при коллизии (столкновении) плит, а логика магматизма и метаморфизма диктуется механизмом поддвигания одной плиты под другую; 3) модели стадийного превращения океанической коры в континентальную.

Например, модель тектоники литосферных плит применительно к докембрию широко обсуждается в сборнике статей под редакцией А. Кронера [Precambrian Plate Tectonics, 1981], у нас эту концепцию развивает В.А. Глебовицкий. Докембрийская геология, по-видимому, плохо укладывается в прокрустово ложе новой плитной тектоники. Поэтому придумываются обходные пути. Исходят из допущения, что тектоника литосферных плит не строго подчиняется принципу униформизма (т.е. точного подобия современным моделям), так как физико-химические условия литосферы менялись во времени. Специфические термические условия Земли на ранних стадиях приводили к тому, что механизмы плитных коллизий были другими при ограничении или полном отсутствии процессов субдукции. Например, предлагается аккреция небольших по размерам плит без субдукции, что уже ничем не отличается от старых представлений разрастания первичных ядер кратонов. А. Кронер в своей ранней работе [Kröner, 1977] по докембрию Африки писал, что в мобильных поясах Африки не обнаруживаются фактов относительного движения плит или сокращения коры между ними, нет следов существования океанической коры и последующей ее переработки.

Модель континентализации океанической коры была применена при описании докембрийских образований Восточно-Европейской и Сибирской платформ [Тектоника фундамента..., 1978]. Основные и ультраосновные породы в этой работе без достаточных доказательств объявляются океаническими, свидетельствующими об океанической стадии. Однако обращение внимания на широкое распространение в докембрии шарьяжно-покровных структур и шарьированных моноклиналей является важным положительным моментом.

Подавляющее большинство геологических работ по докембрию используют и раз-

рабатывают геосинклиналию геотектоническую концепцию. Именно с применением этой концепции связаны все основные успехи докембрийской геологии.

Перенесение идей геосинклиналию развития подвижных поясов в докембрийскую геологию было чрезвычайно плодотворным. Именно на этой основе базировались первые успехи в исследовании Балтийского щита Дж. Седерхольмом, который впервые выделил в докембрии последовательные системы складчатых поясов. Далее К. Вегманн, сравнив Альпы с Балтийским щитом, впервые увидел общие элементы их геологического строения и на базе сравнительного сопоставления развил свои идеи о тектонике. Все эти идеи получили продолжение и развитие в работах П. Эскола, А. Симонена, Х. Вяюринена, а у нас — А.А. Полканова, Л.Я. Харитонова, Н.Г. Судовикова, К.О. Кратца. Те же принципы были использованы А. Холмсом для выделения докембрийских складчатых поясов Восточной и Центральной Африки. Все главные успехи геологических исследований Канадского щита основаны на применении и развитии геосинклиналию теории.

Следует сказать, что выбор руководящей геотектонической модели очень много определяет как выбор "правильной тропы" в хаосе геологических фактов, представлений и мнений. Для нас определяющим являются идеи циклического развития континентальных подвижных поясов и представление об их геосинклиналию и орогенной природе. Развитие геосинклиналию и орогенных подвижных поясов и превращение их в кратоны положено нами в основу систематического описания докембрийской геологической истории. Подвижный пояс — это основная геологическая единица. Его развитие образует ту канву, с которой в конечном счете могут быть совмещены разного рода детали.

В современную эпоху на Земле выявлены два типа поясов сейсмической и магматической активности: мировая система океанических и континентальных рифтов, общая длина которых свыше 90 тыс. км, и протяженные системы островных дуг и активных континентальных окраин, которые вместе с внутриконтинентальными активными поясами относятся к орогенным подвижным поясам.

Нередко островные дуги рассматривают как современные геосинклиналию системы. Однако изучение островодужных систем показало, что прямая их аналогия с геосинклиналию системами прошлого вряд ли приемлема. Хотя вся ситуация в широком плане может быть названа геосинклиналию, создающей сиалическую земную кору, но только часть наиболее крупных и зрелых островов проходила циклы давно закончившегося геосинклиналию развития и сейчас находится на орогенной стадии. Другие же дуги островов, наиболее выдвинутые в океан, представляют собой только орогенный геотектонический режим, наиболее широко проявленный в современную геологическую эпоху. Современные островные дуги характеризуются исключительно глыбовой тектоникой большого размаха. Складчатые деформации в них отсутствуют, а дуги и желоба представляют собой сочетания горстов и грабенов разных порядков. В современной структуре островных дуг мы наблюдаем отнюдь не геосинклиналию во всех стадиях и формах ее развития, а лишь проявление современного орогенного режима. Такой же режим характеризует и современную стадию внутриконтинентальных подвижных поясов в Альпах, Динаридах, Карпатах, на Кавказе с их современными горообразовательными процессами, глыбовыми дислокациями, образованием рядом с крутоподнимающимися хребтами передовых и межгорных прогибов и с андезитовым вулканизмом.

Нам представляется, что определение режима островных дуг как орогенного очень существенно, так как многие геологи воспринимают их как типичные современные геосинклиналию на всех стадиях развития. Не избежал этой ошибки и автор, когда в предыдущей своей монографии [Лутц, 1980] отождествлял островодужный магматизм с геосинклиналию. На всех диаграммах с различающимися трендами океанических и островодужных вулкаников речь идет о различии магматических продуктов рифтогенного и орогенного режимов, а не рифтогенного и геосинклиналию.

В современную эпоху широко проявлены два геотектонических режима: рифтогенный и орогенный, и нигде, по-видимому, не проявлен настоящий ортогеосинклинальный режим. Некоторые геологи именно в рифтогенезе видят начало геосинклинального процесса, но поставить знак равенства между эвгеосинклинальными зонами континентальных складчатых систем и современными рифтами вряд ли возможно.

Рифтогенные активные пояса занимают протяженные линейно вытянутые системы сводовых поднятий и поздних грабенов, возникших на сводах как структурах сводовых расширений. Их формирование обуславливается подъемом разогретого мантийного диапира и сопровождается обильным магматизмом, широко проявленным как на самых ранних стадиях формирования свода, так и на самых поздних стадиях формирования грабенов. Среди рифтовых систем нигде не видно перерождения или перехода их в геосинклинальные системы. Более того, эволюция их магматизма прямо противоположна геосинклинальной и нередко идет от субщелочных магм к толеитам и заканчивается не кислыми членами, а опять же самыми глубинными щелочными магмами.

Возникновение геосинклинального процесса не имеет ничего общего с рифтогенным и начинается не с общего поднятия, а с опускания протяженных линейных впадин, заполненных вулканитами и мелководными осадками. Геосинклинальные подвижные пояса, несмотря на исключительное разнообразие, в своей основе содержат одни и те же главные элементы: осевые впадины, или эвгеосинклинальные зоны, выполненные основным и кислым вулканическим материалом, и плутонические поднятия гранитоидного состава. Разрез эвгеосинклинальных зон достаточно устойчив и представлен нижней, достаточно монотонной базальтовой толщей с граувакками и кремнистыми осадками и верхней, гораздо более пестрой, фельзической толщей с преобладанием кислых вулканитов и самых разнообразных осадков, вплоть до карбонатных. Заметим, что ни один современный рифт не имеет такого разреза.

Мы полагаем, что ортогеосинклинальный геотектонический режим, так хорошо известный для палеозойских, мезозойских и кайнозойских подвижных поясов, не может быть приравнен ни к современному рифтогенному, ни к современному остроходужному режимам, а все три геотектонических режима — геосинклинальный, орогенный и рифтогенный — представляются совершенно самостоятельными и не зависящими один от другого эндогенными процессами.

Таким образом, при всем уважении к принципу актуализма следует иметь в виду, что тот геологический режим, который мы собираемся исследовать, а именно ортогеосинклинальный геологического прошлого, не имеет современного аналога.

Заключения о ходе геологического процесса и его главных особенностях базируются всегда на изучении геологических формаций, совокупностях горных пород, которые сформировались в том или ином геотектоническом режиме. Одна из главных особенностей формаций — их связь с определенной геологической структурой и определенным этапом развития того или иного геологического режима. Выделяются две группы формаций: осадочные и магматические — вулканические и плутонические.

Все главные схемы развития подвижных поясов основаны на изучении осадочных формаций. Формационный анализ осадочных образований позволяет судить о главном — динамике режима (подъемах, опусканиях) и латеральных и вертикальных изменениях близ поверхностной фациальной обстановки. Более глубинная эндогенная обстановка, связанная с петрологическими и геохимическими процессами в мантии и глубокой коре, ускользает от внимания.

В докембрийских поясах нередко осадочные образования не сохраняются из-за глубокого среза или крайней их дислоцированности и метаморфизма, поэтому последовательный формационный анализ осадочных разрезов наталкивается здесь на огромные трудности.

Можно заметить, что обращение только к осадочным формациям обедняет возможности исследования геотектоники, более того, не дает приблизиться к пониманию эндогенного механизма процесса. В этом отношении исследование другой группы

формаций — вулканических и плутонических — бесспорно открывает большие перспективы, которые далеко не использованы. Магматические формации возникают при прямом участии эндогенных факторов. В силу глубинной природы исходного материала их размещение не зависит непосредственно от знака движения земной коры, который характерен для осадочных формаций с их неизбежной приуроченностью к зонам опусканий.

Заметим, что существующий упор на осадочные формации и неразработанность формационного анализа плутонических комплексов сказываются на том, что существует колоссальная диспропорция в изучении таких главных структурных элементов подвижных поясов, как внутренние прогибы и поднятия. Известно, что на том или ином основании, в том или ином режиме (геосинклинальном или орогенном) всегда развиваются два контрастных типа структур: положительные поднятия и отрицательные прогибы. Для прогибов существуют осадочные разрезы, которые могут изучаться с любой степенью детальности. История же поднятий, это часто история интрузивного магматизма, которая не всегда зафиксирована в соответствующих разрезах. Поэтому существуют детально разработанные классификации прогибов (эф-, мио-, пара-, орто-, зевго-, хеми- и т.д.), тогда как о существующих здесь же и территориально преобладающих поднятиях часто вообще ничего не говорится. Иногда историю развития поднятий пытаются изучать через редуцированные осадочные разрезы внутригорных прогибов. Все это объясняется преобладающим упором на исследование осадочных формаций и неразработанностью формационного анализа магматических комплексов.

Формационное изучение магматических пород дает возможность понять течение мантийных процессов и их влияние на земную кору. И здесь необходимо обратить внимание на то, что глубоко эродированные докембрийские пояса представляют исключительное поле для изучения магматических формаций и разработки магматической модели подвижного пояса.

Нашу главную задачу мы видим в исследовании магматических формаций древних подвижных поясов. А главная наша цель — разработка магматической модели континентальных подвижных поясов. За главную единицу пространства мы принимаем подвижный пояс, а за главную единицу времени геотектонический цикл.

В связи с обособлением геосинклинального, орогенного и рифтогенного процессов как самостоятельных и нередко противоборствующих встает задача тонкого и точного различения продуктов магматизма того или другого режима. Здесь огромное значение приобретает крайнее внимание к химическому составу вещества, потому что в рамках обычных названий и элементарных петрографических классификаций во всех режимах формируются очень похожие или даже одноименные породы.

Задача точного различения вулканических пород двух главных современных режимов — рифтогенного океанического и орогенного островодужного — уже нами решалась [Лутц, 1980]. Показано, что в том и другом режиме образуются все главные типы базальтов от известковистых толеитов к высокоглиноземистым, известково-щелочным и, наконец, щелочным разновидностям. Однако это разные базальты, имеющие устойчивые и ясные различия в тонких петрохимических и геохимических параметрах. В обоих режимах формируются вулканические породы среднего состава — андезиты, однако это совершенно разные андезиты. Наконец, в океанах и в континентальных подвижных поясах формируются гипербазит-габбро-базальтовые офиолитовые комплексы пород. Однако и те и другие различаются существенно и кардинально и по составу гипербазитов, и по составу габбро, и по составу базальтов. Теперь нам надо уточнить химические параметры ортогеосинклинальных вулканических и плутонических пород.

При описании подвижных поясов мы придерживались следующего плана. Сначала излагается положение подвижного пояса и его главные геологические элементы, потом — краткие данные по геохронологии и структурному изучению пояса и наконец, данные по химическому составу вулканических и плутонических комплексов. Заклю-

чается каждая глава выводами геотектонического плана и историей развития пояса. Бесспорно, большое значение для геологии докембрия имеют данные литостратиграфии, но это — огромная область геологических знаний и, учитывая специальный характер нашего исследования, посвященного магматизму, литостратиграфические данные мы рассматривать не будем.

Во второй части книги рассмотрены главнейшие формационные комплексы магматических пород докембрийских подвижных поясов. Отдельно изучены вулканические и плутонические формации ультраосновных, основных, средних и кислых пород различных геотектонических режимов. Книга заключается общими выводами и представлениями о магматической и метаморфической моделях развития подвижных поясов.

Хотелось бы с благодарностью почтить память Ю.М. Шейнманна, совместная работа с которым побудила автора заняться проблемами магматизма и в продолжение многих лет разрабатывать тематику связи магматизма с тектоникой. Большое влияние на автора оказали идеи Ю.А. Кузнецова о крупнейших ассоциациях магматических пород как характерных категориях определенных геотектонических режимов. Наконец, хочется выразить благодарность В.В. Белоусову за поддержку, внимание и помощь в работе.

ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА И КРАТОНЫ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Восточно-Сибирская платформа, или кратон, оформилась как вполне стабилизированная и консолидированная структура Земли в верхнепротерозойское время. Рифейские и более молодые отложения слагают на этом кратоне ясно выраженный платформенный чехол. Более древние образования формируют кристаллический фундамент кратона и выходят из-под осадочного чехла в целом ряде мест. Это прежде всего территория Анабарского щита на севере, Витимо-Алданского щита на юге; отдельные участки кристаллического фундамента обнажаются на берегу оз. Байкал — шарыжалгайский, слюдянский, ольхонский и другие выступы; на западе кристаллический фундамент выходит в Енисейском кряже. Часть Сибирской платформы была раздроблена и переработана мезозойским складчатым поясом. Отдельные реликтовые глыбы старого кристаллического фундамента обнажаются далеко на востоке в срединных массивах мезозойского — это Омолонский и Охотский массивы.

Геологическое строение тех частей кратона, которые перекрыты осадочным чехлом, в общих чертах известно. Материалами для суждений здесь служат региональные геофизические карты, которые позволяют экстраполировать и продолжать структурно-вещественные комплексы щитов далеко под осадочный чехол. Дополнительными данными служат материалы отдельных скважин и сборглубинных ксенолитов фундамента в многочисленных кимберлитовых трубках, рассеянных по платформе. Одна из первых схем фундамента платформы была опубликована автором совместно с К.Б. Мокшанцевым [Лутц, Мокшанцев, 1962]. Позже геотектоническая карта закрытого фундамента многократно уточнялась и детализировалась. Наиболее известно строение и состав скрытых частей Анабарской и Алданской плит, которые в основном сложены раннеархейскими комплексами кристаллических сланцев и гнейсов, метаморфизованных в гранулитовой фации. Под Вилюйской впадиной эти плиты разьединены субширотной полосой более молодых нижнепротерозойских образований, которые продолжают в северо-восточный блок платформы и частично выходят на поверхность на Оленёкском поднятии. Почти неизвестен фундамент Тунгусской синеклизы, так как нет никаких вещественных объектов, позволяющих судить о его составе.

Наиболее ранние образования Восточно-Сибирского кратона формируются, по-видимому, на уровне 3,5 млрд. лет. Комплексы такого возраста обнажаются в пределах Анабарского щита, центральной части Витимо-Алданского щита и на Омолонском массиве. В позднем архее (на уровне 3,1–2,9 млрд. лет) эти комплексы были предельно консолидированы и выступали как самые ранние архейские кратоны. Параллельно с ними существовала на юге подвижная область Олекмо-Станового подвижного пояса. К протерозойскому времени этот пояс также консолидировался и нарастил кратонные массы Алданского щита. В нижнем протерозое (2–1,8 млрд. лет) произошло зложение и формирование Байкало-Патомского подвижного пояса. Консолидация его образований закончилась к "акитканскому" времени (1,7 млрд. лет). И весь Восточно-Сибирский кратон сформировался именно к этому предрифейскому времени.

Здесь мы остановимся на объектах, которые хорошо известны автору по собственным многолетним работам, это Анабарский и Витимо-Алданский щиты, Охотский массив и выступы фундамента на оз. Байкал.

Крупный кристаллический фрагмент фундамента Восточно-Сибирской платформы обнажается на севере и известен как территория Анабарского щита. Его широтная протяженность 360 км, меридиональная 270 км. Первые сведения о нем стали известны в 1905 г. после работ Хатангской экспедиции Русского географического общества под руководством И.П. Толмачева. Участник экспедиции О.О. Баклунд дал первые описания кристаллических пород с химическими анализами и по существующей тогда концепции Розенбуша отнес их к магматической серии чарнокит-мангерит-анортозитового ряда. Позже в 1932–1934 гг. щит исследовала экспедиция под руководством Б.Н. Рожкова, Г.Г. Моора и Б.В. Ткаченко.

Геологическое строение щита в современных его чертах было выявлено благодаря систематическим исследованиям сотрудников Научно-исследовательского института геологии Арктики в конце 40-х и в 50-х годах под руководством М.И. Рабкина [1959], который впервые предложил известную стратиграфическую схему щита в составе четырех серий: далдынской, верхнеанабарской, верхнеломуйкской и хапчанской и дал первое полное геологическое описание региона. Еще позже на щите проводились тематические исследования Якутского филиала АН СССР, в которых принимал участие и автор. Наши исследования [Луц, 1964, 1975] внесли следующие уточнения и коррективы в общепринятые геологические представления.

В стратиграфических сериях метаморфических пород Анабарского щита мы имеем дело с типичными осадочно-вулканическими формациями пород геосинклинального типа. Основные кристаллические сланцы и эндербиты далдынской и верхнеанабарской серий являются химическими аналогами толеитов, анадезитов и дацитов, а в общем разрезе наблюдается закономерная смена вулканогенной базальт-андезитовой формации далдынской серии вулканогенно-терригенной формацией верхнеанабарской серии и, наконец, вулканогенно-карбонатно-флишоидной хапчанской серией. Общая структура щита (рис. 1) рисуется как сводовая, осложненная целым рядом чередующихся крупных синклиналиев и антиклинориев, вытянутых в северо-западном направлении. На современном срезе в центральной части щита на поверхность выходит наиболее древняя и основная далдынская серия, которая сменяется более кислой верхнеанабарской серией и, наконец, вулканогенно-карбонатно-пелитовой хапчанской серией на восточной и западной перифериях щита. После регионального метаморфизма в условиях гранулитовой фации и консолидации кристаллическая толща была разбита на крупные блоки глубинными разломами. Зоны глубинных разломов фиксируются полосами полиметаморфических и гранитизированных пород верхнеломуйкской серии.

Касаясь возраста анабарских кристаллических образований, следует сказать, что сейчас мало точных, а главное, корректных изохронных данных. Многочисленные значения (около 2–1,8 млрд. лет), полученные калий-аргоновым методом, едва ли представляют сейчас интерес. Из других определений следует отметить следующие данные.

В породах гранулитовой фации были исследованы акцессорные монациты и цирконы [Крылов и др., 1963]. Один из монацитов дал согласованный возраст по трем изотопным соотношениям свинца и урана 3,5 млрд. лет. По-видимому, это первичный реликтовый монацит, сохранившийся при гранулитовом метаморфизме. И тогда он свидетельствует о времени первичного формирования анабарских пород. Цирконы из эндербитов дают изохронный возраст 2,9 млрд. лет. Это возраст гранулитового метаморфизма Анабарского щита.

Другие цифры были получены из монацитов самых поздних пегматитов, секущих полиметаморфические образования верхнеломуйской серии в Котуйкан-Монхоольской зоне, — 2,6 млрд. лет [Степанов, 1974]. Наконец, определения возраста урановой минерализации в тектонической зоне по р. Меркю дают изохронный возраст 1925 млн. лет.

Такие цифры кажутся реальными и согласуются с общемировыми рубежами. Для

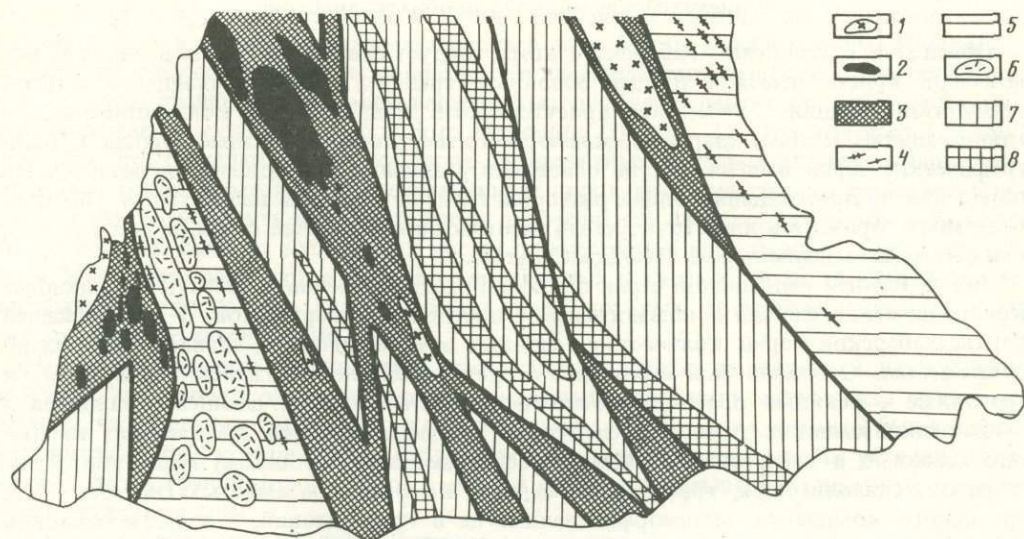


Рис. 1. Геологическая схема Анабарского щита

1, 2 — массивы: 1 — порфиробластовых гранодиоритов, 2 — анортозитов; 3 — верхнеломуйская серия; 4 — мраморы и кальцифиры; 5 — хатчанская серия; 6 — плутоны серых гнейсов; 7 — верхнеанабарская серия; 8 — далдынская серия

Анабарского щита речь должна идти о раннеархейском времени — 3,5 млрд. лет — формировании первичных осадочно-вулканогенных толщ, их гранулитовом метаморфизме на уровне 2,9 млрд. лет, позднеархейском времени формирования поздних полиметаморфических зон, относящихся к орогенной фазе в 2,6 млрд. лет. Наконец, мировой этап 2—1,8 млрд. лет проявился в самых поздних расколах и зонах катаклаза и милонитизации.

Первично магматические породы Анабарского щита оказываются глубоко метаморфизованными в условиях гранулитовой фации и тем не менее сохраняют химические особенности, присущие нормальным вулканическим и плутоническим образованиям. Здесь следует сразу уточнить нашу позицию в отношении влияния метаморфизма на первичный химический состав пород.

Автор считает, что метаморфизм гранулитовой фации протекает в изохимических условиях и не изменяет превышний химический состав пород. Для такого суждения есть ряд петрологических оснований. Среди минеральных парагенезисов гранулитовой фации встречаются многоминеральные парагенезисы, включающие 5, 6, 7 равновесных породообразующих минералов. Это значит, что подавляющее число химических компонентов, в том числе Na и K, являются инертными. Кроме того, ряд парагенезисов отвечает различным уровням активности Na и K, и значит их активности отвечают первичным содержаниям этих элементов, так как не происходит флюидного выравнивания щелочей по всей толще. Аналогично наличие чередующихся прослоев предельно окисленных, например андрадитсодержащих пород, и предельно восстановленных — графитсодержащих, свидетельствует о том, что внутри толщ не происходит выравнивания кислорода и воды, они тоже ведут себя инертно. Все это заставляет прийти к выводу, что гранулитовый метаморфизм носит изохимический характер и содержания элементов в породах не меняются и отвечают первичному. Наоборот, полиметаморфические зоны с наложенной амфиболитовой фацией относятся к аллохимическому типу метаморфизма с широкой миграцией элементов и изменением химического состава пород. Здесь резко сокращается число минеральных фаз, парагенезисы сводятся к малоинеральным и однообразным сочетаниям кварца и полевых шпатов с биотитом или роговой обманкой. Регенерированный фундамент в таких зонах подвергается существенным химическим изменениям.

Обращаясь к геологии Анабарского щита, следует сказать, что сложен он очень монотонной кристаллической толщей основных, средних и кислых сланцев и гнейсов гранулитовой фации. Кроме этого, присутствуют в незначительном количестве высокоглиноземистые гнейсы, кварциты, мраморы и известково-силикатные породы. Стратиграфические серии выделяются на основании различных соотношений перечисленных пород или по преобладанию одних разновидностей гнейсов и сланцев над другими. Никаких базальных горизонтов или структурных несогласий в основании серий не наблюдается, они весьма постепенно переходят одна в другую.

Так, в нижней далдынской серии широким распространением пользуются основные кристаллические сланцы и плагиогнейсы с прослоями гипербазитов. В вышележащей верхнеанабарской серии количество основных кристаллических сланцев значительно сокращается. Основной фон серии составляют пироксеновые гнейсы (эндербиты) и гранулиты с редкими прослоями основных кристаллических сланцев, кварцитов и высокоглиноземистых пород. В следующей хапчанской серии преобладают кислые пироксеновые и гранатовые гнейсы, переслаивающиеся с линзами мраморов, кальцифиров, скаполитовых, графитосодержащих и высокоглиноземистых гнейсов. Часть архейского комплекса, метаморфизованная не в гранулитовой, а в амфиболитовой фации, выделяется под названием верхнеломуйкской серии. Слагают ее не пироксеновые, а биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, сланцы и мигматиты.

Из-за отсутствия ясных критериев (стратиграфических несогласий, резкой смены литологических разновидностей пород) положение границ серий страдает большой неопределенностью. Особенно это касается границы далдынской и верхнеанабарской серий, которые в сущности слагают единую толщу с весьма постепенным уменьшением доли основных кристаллических сланцев вверх по разрезу. На картах разных съемщиков объемы далдынской и верхнеанабарской серий сильно варьируют. На последних картах объем далдынской серии сильно расширен с включением в нее прежних территорий верхнеанабарской серии там, где развиты кварциты. Автор, наоборот, склонен сужать объем далдынской серии, ограничивая ее полями распространения основных кристаллических сланцев, ассоциирующих с прослоями ультраосновных пород. В этом есть смысл: противопоставляется довольно монотонная гипербазит-толеитовая часть разреза другой — гораздо более кислой, фельзитической, сложенной главным образом химическими эквивалентами андезитов и дацитов с прослоями хемогенных кварцитов, граувакков и пелитовых прослоев пород. Хапчанская серия обособляется легко, ее слагают толщи, где среди сланцев и гнейсов встречаются линзы и прослой карбонатных и известково-силикатных пород.

Представление об общей геологической структуре Анабарского щита основывается главным образом на особенностях площадного распространения стратиграфических серий. Линейный ~~план~~ чередующихся и вытянутых в северо-западном направлении стратиграфических комплексов осложняется местами крупными антиклинориями и синклинориями, где в ядрах антиклинориев обнажаются нижние серии, а в ядрах синклинориев — верхние. Поздними зонами катаклазированных и милонитизированных пород вся территория щита разбивается на ряд крупных блоков. Межблочные полосы полиметаморфизованных пород выделяются под названием верхнеломуйкского комплекса.

В последние годы возникли сомнения, насколько справедлива столь простая геологическая схема строения Анабарского щита. Почему на всей территории мы видим только осадочно-вулканогенные разрезы кумулятивных впадин? Неужели здесь не было внутренних поднятий и комплексов плутонических пород, за счет размыва которых и происходило формирование терригенных и пелитово-карбонатных толщ?

Определенный толчок в изменении взглядов на геологию щита дали космические снимки. На них видно, что на общем фоне слоистой поверхности щита местами выделяются участки массивного сложения, достаточно резко обособляющиеся от общего

фона полос и прослоев, вытянутых в северо-западном направлении. Особенно выделяется область в междуречье самых верховьев рек Маган, Илья и Большая Куонамка. Обращение к аэрофотоснимкам показало, что здесь действительно обособляется широкая область, представленная многочисленными изометричными или слабо вытянутыми массивами и куполами неслоистого сложения (см. рис. 1). Полевые исследования показали, что большая группа крупных изометричных массивов сложена очень однородными, массивными или разгнейсованными пироксеновыми серыми гнейсами. Следует особо подчеркнуть исключительную однородность петрографического материала этих массивов. Если во всех других местах пироксеновые гнейсы, как правило, слоисты и бесконечно чередуются с прослоями основных и кислых пород, то здесь развиты чрезвычайно однородные гранито-гнейсы, цвет которых постепенно изменяется от светло-серого до темно-серого.

Наблюдая большую группу таких изометричных, слабо вытянутых массивов или куполов, сложенных однородными пироксеновыми гнейсами, естественно прийти к выводу, что здесь мы имеем дело с плутоническим комплексом, который был внедрен как интрузивный комплекс до гранулитового метаморфизма, так как региональный метаморфизм гранулитовой фации в равной степени охватывает и гнейсовые купола и вмещающие породы.

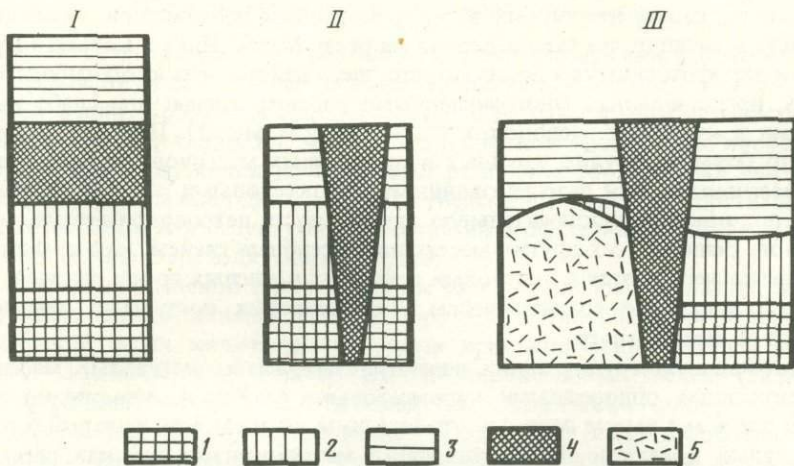
Широкая, вытянутая в северо-западном направлении область гнейсовых куполов окаймляется с запада и востока слоистым комплексом, пород, который несомненно следует отнести к образованиям хапчанской серии. Этот комплекс включает в себя такие важные в стратиграфическом отношении породы, как линзы мраморов и кальцифилов, располагающихся в слоистой толще биотит-гранатовых и пироксеновых гнейсов с прослоями амфиболитов и амфибол-пироксеновых сланцев.

В связи с фактом непосредственного налегания хапчанской серии на плутонические купола серых гнейсов выясняется, что стратиграфические колонки в восточной и западной частях Анабарского щита существенно различаются. Как известно, в центральной и восточной частях щита мы имеем разрез с последовательными напластованиями вулканогенной толщи далдынской серии, вулканогенно-терригенной верхнеанабарской и вулканическо-карбонатно-флишоидной толщи хапчанской серий. Поскольку структурный план всех серий совершенно не меняется, а переход одной серии в другую совершается постепенно, то предполагается, что в восточной части щита весь стратиграфический разрез в составе трех серий представляет собой единый осадочно-вулканогенный разрез геосинклинального типа.

В западной части щита карбонатно-пелитовая толща хапчанской серии непосредственно ложится на плутоны гранито-гнейсового состава. Это обстоятельство можно понять только так, что такие плутоны формируются параллельно и одновременно с вулканогенными толщами далдынской и верхнеанабарской серий, таким образом мы имеем параллельное формирование осадочно-вулканогенных впадин, выполняемых образованиями далдынской и верхнеанабарской серий и плутонического комплекса, формирующего внутренние поднятия. Карбонатно-пелитовая толща хапчанской серии, венчающая архейский разрез, образуется за счет размыва внутренних поднятий. Поэтому она наращивает разрезы верхнеанабарской серии и несогласно перекрывает гранито-гнейсовые купола.

Поздняя складчатость, охватившая всю территорию щита, смяла толщу далдынской, верхнеанабарской и хапчанской серий в складки и сформировала ряд крупных синклиналиев и антиклиналиев в центральной и восточной частях щита. В западной части щита гранито-гнейсовые плутоны вели себя как консолидированные, относительно жесткие массивы. Гораздо более пластичный слоистый комплекс хапчанской серии, перекрывающий плутоны, обжал, облек и приспособился к массивам плагиигранитов и в современном срезе выступает как согласный с контактами и с внутренней гнейсовидностью плутонов.

На схеме (рис. 2) показана эволюция представлений о стратиграфических соотношениях главных геологических подразделений Анабарского щита. Первый вариант де-



Р и с. 2. Стратиграфические колонки для Анабарского щита

I — по М.И. Рабкину [1959]; II, III — по Б.Г. Лутцу: II — [1964], III — настоящая работа
 1—4 — серии: 1 — далдынская, 2 — верхнеанабарская, 3 — хапчанская, 4 — верхнеломуйкская;
 5 — плутонический комплекс серых гнейсов

монстрирует стратиграфическую схему М.И. Рабкина [1959], второй — прежнюю стратиграфическую схему автора [Лутц, 1964], когда было выяснено, что верхнеломуйкский комплекс не является нормальным стратиграфическим членом разреза, а относится к наложенным зонам полиметаморфизма и гранитизации. Наконец, третий вариант показывает современные представления автора, учитывающие новые данные по серогнейсовым куполам.

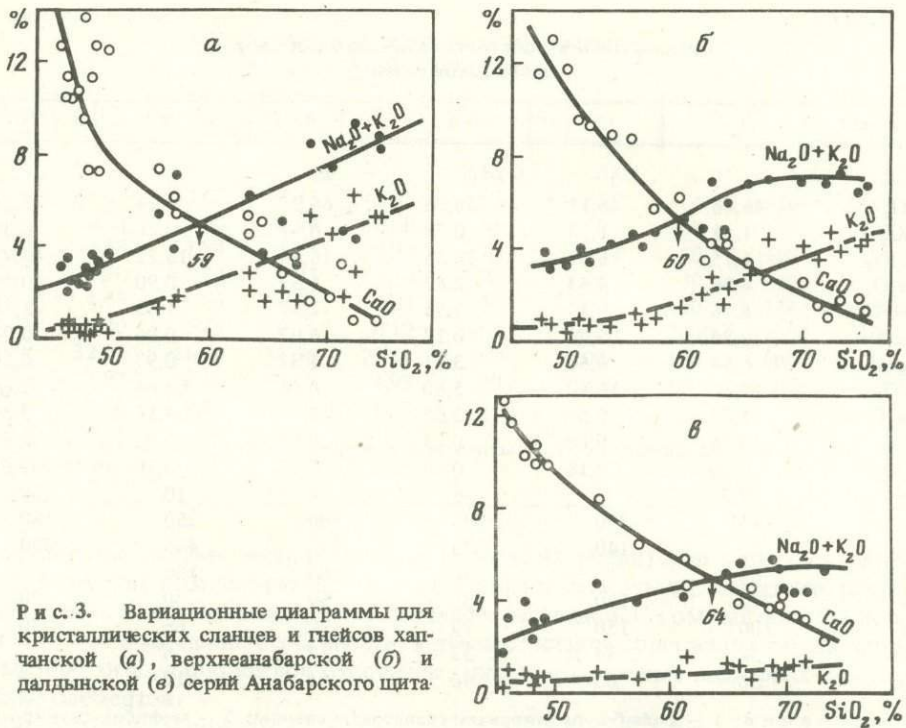
Таким образом, в истории Анабарского щита имеется древний геологический этап, когда первичные геосинклинальные впадины заполнялись осадочно-вулканогенными толщами далдынской, верхнеанабарской и хапчанской серий. Параллельно формировались поднятия, выполненные плутоническим комплексом плагиигранитоидного состава (сейчас выделяемый как плутонический комплекс серых гнейсов). В дальнейшем осадочно-вулканогенные толщи кумулятивных впадин и плутонические поднятия серых гнейсов претерпели погружение и испытали региональный метаморфизм гранулитовой фации. Следующий после консолидации геологический этап был связан с подъемом щита, разбивкой его на блоки и новым этапом магматизма и метаморфизма амфиболитовой фации, которым оказались захваченными межблоковые подвижные зоны с усиленным наложением гранитизации и плутонического магматизма, проявленного в этих зонах. Метаморфическая переработка охватила старые комплексы пород, но проявилась она в следующий, новый геологический этап.

Обратимся теперь к магматическим комплексам Анабарского щита, сформированным до метаморфизма и сейчас представленным комплексами гнейсов и сланцев гранулитовой фации.

Вулканические комплексы далдынской серии. Общая структура далдынской серии довольно проста и монотонна. Это линейные чередования слоев и прослоев, реже линз кристаллических глубокометаморфизованных пород, претерпевших сильную изоклиналиную складчатость с крутым почти вертикальным залеганием прослоев.

На аэрофотоснимках можно видеть, что сугубо линейная структура далдынской серии осложняется местами изоклиналиными складками, строение которых довольно специфично. Это сильно сжатые складки с очень острыми пережатыми шарнирами, причем ясно видно пластичное перетекание материала в замках таких складок с сильным увеличением мощности слоев в замках складок и утонением слоев на крыльях. Ширина таких складок составляет километры или сотни метров.

Следующие породы наиболее распространены и типичны для далдынской серии.



Р и с. 3. Вариационные диаграммы для кристаллических сланцев и гнейсов хатчанской (а), верхнеанабарской (б) и далдынской (в) серий Анабарского щита.

1. Основные кристаллические сланцы, сложенные плагиоклазом, гиперстеном, диопсидом, роговой обманкой, иногда с гранатом. Наибольшим распространением пользуются амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы, меньше распространены амфибол-двупироксен-гранатовые. 2. Ультраосновные породы — перидотиты и пироксениты, которые слагают небольшие пластовые тела и линзы мощностью в десятки метров среди основных кристаллических сланцев. 3. Пироксеновые плагиогнейсы или эндербиты, минеральный состав которых включает кварц, плагиоклаз, гиперстен иногда с диопсидом или роговой обманкой, реже с биотитом. 4. Гранулиты и биотит-гранатовые гнейсы — породы кварц-полевошпатового состава с гранитом. 5. Чарнокиты — породы гранитоидного состава, содержащие в качестве темноцветного минерала ромбический пироксен или реже гранат.

Основные, средние и кислые гнейсы и сланцы далдынской серии являются химическими эквивалентами основных, средних и кислых вулканических пород. Нанесение химических анализов этих пород на вариационную диаграмму (рис. 3) показывает, что все породы представляют собой непрерывную серию с последовательным изменением состава всех членов. С ростом кремнеземистости пород возрастает содержание калия и натрия и падает количество кальция. Все это закономерные реалии обычных вулканических серий. Заметим, что если бы эта была серия первично-осадочных пород, то изменения содержания главных окислов были бы другие, а именно: с ростом содержания кремнезема содержание кальция увеличивалось бы, а калия уменьшалось. Справедлив вывод, что все породы представляют собой непрерывную вулканическую серию, для которой характерно низкое содержание К, низкая общая щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), высокая известковистость и, как следствие, очень высокий щелочно-известковый индекс, равный 64 (щелочно-известковый индекс соответствует координатам точки пересечения вариационной линии CaO и суммы щелочей; общеприняты следующие его значения для вулканических серий: щелочные $< 51 <$ известково-щелочные $< 56 <$ щелочно-известковые $< 61 <$ известковые). Судя по вариационной диаграмме, дал-

Средний химический состав вулканических пород
далдынской серии

Компонент	1	2	3	4	5	6
<i>n</i>	3	5	6	4	7	4
SiO ₂	46,46	48,11	58,96	66,95	70,34	73,10
TiO ₂	1,51	1,25	0,78	0,44	0,26	0,20
Al ₂ O ₃	14,75	16,63	16,35	16,78	16,22	14,90
Fe ₂ O ₃	4,96	4,54	2,87	1,57	0,90	0,73
FeO	8,76	6,80	4,55	2,52	1,63	1,78
MnO	0,24	0,21	0,12	0,07	0,04	0,04
MgO	6,84	6,58	3,91	1,32	0,97	0,54
CaO	11,80	10,40	5,80	4,54	3,64	2,84
Na ₂ O	1,75	2,81	3,65	3,93	4,17	3,50
K ₂ O	0,34	0,68	0,79	0,89	1,02	1,64
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,13	0,13	0,10	0,07
Rb	2,5	5	6	6	10	20
Sr	110	250	300	300	250	180
Ba	60	140	380	450	490	690
Zr	60	70	90	100	130	—
V	270	240	135	50	30	20
Cr	100	150	90	70	66	30
Co	50	34	32	12	6	5
Ni	50	65	46	25	10	9

Примечание: 1 — амфибол-двупироксен-гранатовые сланцы; 2 — амфибол-двупироксеновые сланцы; 3—5 — гиперстеновые плаггиогнейсы; 6 — гиперстеновые граниты.

Интервалы кремнеземистости: 1, 2 — < 52, 3 — 52—63, 4 — 63—68; 5 — 68—72, 6 — > 72%.

Здесь и далее во всех таблицах содержания окислов даны в %, малых элементов — в г/т, *n* — число анализов.

дынская серия сложена высокоизвестковистой вулканической серией непрерывного базальт-андезит-дацитового состава.

В этой серии закономерным образом ведут себя все химические элементы. С увеличением кремнеземистости пород растет общая щелочность, повышается содержание, K, Rb, Ba, Zr, количество Ca, P, Ti, Fe, Mg, V, Cr, Co, Ni снижается, содержание Sr достигает некоторого максимума в средних членах и потом падает, а глинозема поддерживается на почти постоянном уровне 15—16%. Многочисленные химические анализы пород далдынской серии объединены нами в группы согласно грациям кремнезема для базальтов, андезитов, дацитов и риолитов (табл. 1).

Ультраосновные породы перидотит-пироксенитового ряда необходимо выделить отдельно. Хотя геологически они очень тесно связаны с основными кристаллическими сланцами далдынской серии и образуют среди последних прослой, но химически они образуют обособленную группу пород. На вариационной диаграмме они не объединяются с основными сланцами. Так, в пироксенитах, которые по уровню кремнеземистости близки к амфибол-двупироксеновым сланцам, общая щелочность в два раза ниже, уровень кальциевости со снижением содержания кремнезема не возрастает, а падает, существенно снижаясь к перидотитовым разностям. Глиноземистость пироксенитов тоже ниже и резко снижается к перидотитам, а магнезиальность много выше и еще больше увеличивается в перидотитах. Таким образом, не только нет непрерывности химических свойств, но, наоборот, между ультрабазитами и базальтами наблюдается резкий скачок в химических свойствах. Все это заставляет обособить перидотит-пироксенитовую группу от известковистой базальтовой.

Следует полагать, что анабарские ультраосновные породы далдынской серии являются полными аналогами известных коматитов. С классическими коматитами, т.е.

Средний химический состав гипербазитов
Анабарского щита

Компонент	1	2	3	4	Компонент	1	2	3	4
n	9	8	3	4	K ₂ O	0,05	0,07	0,20	0,30
SiO ₂	41,59	42,62	44,43	47,90	Rb	1,5	4	10	20
TiO ₂	0,15	0,30	0,24	0,50	Sr	30	50	100	200
Al ₂ O ₃	3,80	7,94	4,73	9,30	Ba	30	50	100	200
Fe ₂ O ₃	4,90	2,72	6,93	2,44	Zr	20	30	40	70
FeO	4,63	6,56	6,53	7,93	V	100	120	120	150
MnO	0,20	0,20	0,18	0,19	Cr	2500	2000	1500	1000
MgO	32,82	21,76	30,35	22,91	Co	100	100	600	60
CaO	3,90	8,16	3,10	4,93	Ni	1300	1000	1000	1000
Na ₂ O	0,26	0,82	0,53	1,10					

П р и м е ч а н и е. 1–4 – перидотиты и пироксениты: 1, 2 – далдынской серии, 3, 4 – верхне-ломуйкской серии.

ультраосновными лавами зеленокаменных поясов, их роднит ряд следующих признаков: геологическая ассоциированность с толентовыми базальтами; достаточно широкий спектр составов и пироксенитовый тип эволюции расплавов. С коматиитами эти породы роднят и их геохимические особенности, а именно: низкое содержание титана, циркония, высокое титан-циркониевое отношение, низкое содержание щелочных и щелочно-земельных элементов.

В ранней работе [Лутц, 1964] мы отмечали, что на Анабарском щите имеются две разновозрастные группы гипербазитов. Одна из них испытала региональный метаморфизм гранулитовой фации и входит в состав гранулитового метаморфического комплекса. Это ультраосновные породы далдынской серии. Другие гипербазиты не испытали метаморфизма гранулитовой фации, внедрились они после гранулитового метаморфизма и приурочиваются к тектоническим зонам верхнеломуйкского комплекса. Они включают в себя серпентинизированные перидотиты и пироксениты, относящиеся к перидотит-верлитовому семейству.

В табл. 2 приведены химические анализы ранних гипербазитов далдынской серии и поздних гипербазитов, приуроченных к верхнеломуйкской серии. Можно заметить, что они несколько отличаются по своему составу. Для ранних коматиитовых гипербазитов характерно высокое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, низкое содержание титана, щелочных и прочих литофильных элементов. Поздние гипербазиты верхнеломуйкского комплекса отличаются низким отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,5$, несколько более высокими содержаниями титана и литофильных элементов. Это различные формационные типы гипербазитов. Первые относятся к эвгеосинклинальной формации коматиитов, вторые – к орогенной перидотит-верлитовой формации.

Заканчивая описание вулканических пород самой нижней далдынской серии, следует сказать, что раннеархейский вулканизм Анабарского щита начинается гипербазит-пироксенитовой серией коматиитов и непрерывной высокоизвестковистой серией базальт-андезит-дацитового состава.

Вулканические комплексы верхнеанабарской серии. Согласно региональной стратиграфии верхнеанабарская серия залегает выше далдынской. Сложена она слоистыми лейко- и мезократовыми кварцсодержащими породами. В отличие от предыдущей серии количество основных кристаллических сланцев сокращается и едва ли достигает 10–20%, нет и прослоев ультраосновных пород. В верхнеанабарской серии усиливается роль первично-осадочных пород. Нередко встречаются явные парапороды: кварциты, высокоглиноземистые породы с силлиманитом и кордиеритом. Отдельные сопки кварцитов вытягиваются цепочками, встречаются и совершенно обособленные мощные тела

Средний химический состав вулканических пород
верхнеанабарской серии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>n</i>	2	5	3	9	5	8	2	4	4
SiO ₂	49,30	49,72	54,73	60,16	65,46	70,71	74,17	69,94	75,58
TiO ₂	1,18	0,98	0,80	0,73	0,68	0,39	0,11	0,50	0,14
Al ₂ O ₃	16,05	17,08	15,71	16,95	15,54	15,06	12,99	14,28	13,48
Fe ₂ O ₃	6,02	3,77	2,31	2,19	1,59	1,00	0,56	1,37	0,63
FeO	7,25	6,62	6,60	5,20	4,18	2,12	1,52	3,26	1,38
MnO	0,24	0,20	0,15	0,13	0,08	0,04	0,03	0,06	0,07
MgO	4,60	6,06	5,53	3,49	1,93	1,12	0,38	1,20	0,39
CaO	10,98	10,33	8,58	5,18	3,54	2,44	1,26	2,01	1,29
Na ₂ O	2,55	2,96	3,44	3,42	3,33	3,25	2,97	2,98	3,11
K ₂ O	0,53	0,60	0,94	1,35	2,22	2,92	5,73	2,90	3,93
P ₂ O ₅	0,17	0,22	0,17	0,24	0,18	0,12	0,06	0,13	0,06
Rb	4	7	20	30	60	80	130	80	110
Sr	190	200	250	280	280	290	110	180	66
Ba	300	450	450	550	770	1400	1600	1000	1300
Zr	80	80	90	100	130	150	300	200	300
V	330	220	140	104	53	40	14	36	10
Cr	100	200	165	115	50	50	18	17	20
Co	47	35	39	21	16	9	5	11	6
Ni	46	70	80	32	16	15	10	15	6

Примечание. 1 — амфибол-двупироксен-гранатовые сланцы; 2 — амфибол-двупироксеновые сланцы; 3—7 — гиперстеновые гнейсы; 8, 9 — гранулиты.

Интервалы кремнеземистости: 1, 2 — < 52, 3 — 52—55, 4 — 55—63, 5 — 63—68, 6 — 68—72, 7, 9 — > 72, 8 — < 72%.

кварцитов. Высокая чистота кварцитов заставляет думать, что, возможно, они имеют хемогенное происхождение.

Основные мезократовые прослои пород представлены амфибол-двупироксеновыми кристаллическими сланцами, редко с гранатом. Преобладающие кислые породы представлены эндербитами, т.е. гиперстенсодержащими плагиогнейсами. Их характерные черты — слоистая текстура, серый цвет с характерным желтовато-песочным оттенком, они переслаиваются с основными кристаллическими сланцами и парапородами. Для минерального состава эндербитов характерно наличие кварца, преобладание плагиоклаза над калишпатом; последний нередко бывает только в антипертитовых вростках; обязательно наличие гиперстена, иногда с диопсидом, роговой обманкой, биотитом. По химическому составу они отвечают породам среднего состава — андезитам и дацитам. Кроме эндербитов, в подчиненном количестве присутствуют гранулиты — кварц-полевошпат-гранатовые породы. Среди самых кислых разновидностей гнейсов обособляются гиперстеновые граниты, гранатсодержащие граниты и граниты аляскитового типа без темноцветных минералов. Химические анализы пород верхнеанабарской серии сгруппированы согласно грациям кремнезема для базальтов, андезитов, дацитов и риолитов (табл. 3).

Химические анализы пород верхнеанабарской серии также нанесены на вариационную диаграмму (рис. 3). Как можно видеть, это тоже непрерывная серия вулканических пород, близкая к предыдущей серии пород далдынской серии. По сравнению с далдынской серией увеличивается общее содержание щелочей и калия в кислых членах, щелочно-известковый индекс оказывается равным 60, т.е. это уже не известковистая, а щелочно-известковистая серия пород. Таким образом, по сравнению с нижней далдынской серией верхнеанабарская оказывается более кислой, фельзической, не столь известковистой,

Средний химический состав вулканических пород
хапчанской серии

Компонент	1	2	3	4	5
<i>n</i>	12	3	3	5	8
SiO ₂	49,29	56,50	65,33	68,13	72,68
TiO ₂	1,45	1,10	0,91	0,47	0,40
Al ₂ O ₃	18,05	17,88	14,80	15,49	14,83
Fe ₂ O ₃	4,23	3,80	1,88	1,77	0,88
FeO	4,96	5,24	4,51	2,65	2,12
MnO	0,16	0,15	0,11	0,08	0,07
MgO	5,87	2,48	2,81	1,37	0,49
CaO	11,05	6,28	4,73	3,18	1,70
Na ₂ O	2,76	3,79	2,07	3,09	2,17
K ₂ O	0,45	1,60	1,71	2,80	3,30
P ₂ O ₅	0,12	0,19	0,15	0,09	0,10
Rb	10	40	50	80	100
Zr	70	100	150	200	250
V	140	95	93	45	6
Cr	320	210	150	100	50
Co	50	20	22	7	4
Ni	90	16	15	10	10

Примечание. 1 — амфибол-пироксеновые сланцы; 2, 3 — гиперстеновые гнейсы; 4, 5 — гранулиты.

Интервалы кремнеземистости: 1 — < 52, 2 — 52–63, 3 — 63–68, 4 — 68–72, 5 — > 72%.

с преобладанием пород среднего состава, соответствующего составам андезитов. Но это непрерывная базальт-андезит-дацит-риолитовая серия.

Вулканические комплексы хапчанской серии. Комплексы пород хапчанской серии развиты на восточной и западной окраинах щита. Важнейший признак этой серии — достаточно широкое развитие карбонатных и известково-силикатных пород, которые образуют прослои и линзы среди обычного сложного комплекса гнейсов и сланцев гранулитовой фации. Среди гнейсов и основных кристаллических сланцев присутствуют те же разности амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев, гиперстеновых и двупироксеновых гнейсов, гранулитов и биотит-гранатовых гнейсов. Однако сама толща не столь однородна, как в предыдущих сериях, и имеет более пестрый характер с тесной перемежаемостью перечисленных разностей пород, причем определенно здесь усиливается количественная роль, с одной стороны, самых кислых пород — гранулитов и биотит-гранатовых гнейсов, а с другой — основных кристаллических сланцев.

На восточной окраине Анабарского щита М.И. Рабкин [1959] разбивает хапчанскую серию на три свиты: 1) мощную свиту биотит-гранатовых и гранат-гиперстеновых плагиогнейсов и гнейсов с подчиненным развитием графит-биотитовых и гиперстеновых гнейсов с горизонтами мраморов и кальцифиров; 2) свиту двупироксеновых, салитовых и гиперстеновых плагиогнейсов с мраморами и кальцифирами; 3) свиту амфиболитов и двупироксеновых кристаллических сланцев.

В свое время, основываясь на многочисленных находках мраморов и кальцифиров, залегающих среди гранулитов и пироксеновых гнейсов и сланцев, мы выделили комплекс хапчанской серии и на западной окраине щита [Лутц, 1964]. Наш аналитический материал (табл. 4) по хапчанской серии характеризует именно эту западную территорию, бассейн р. Маган.

Построение вариационной диаграммы (см. рис. 3) для пород хапчанской (маганской) серии показывает, что, как и в предыдущих случаях, мы имеем дело с непрерывной серией вулканических пород от базальта к андезиту, дациту и риолиту. Общая

щелочность, калиевость и щелочно-известковый индекс этих пород почти такие же. Однако есть и некоторые отличия. Так, если в верхнеанабарской серии абсолютно преобладают породы среднего состава, то здесь средних пород относительно немного, преобладают достаточно кислые разности с кремнеземистостью больше 63%, а вместе с тем снова увеличивается роль основных пород (кстати, из-за широкого распространения основных кристаллических сланцев в бассейне р. Маган маганскую серию когда-то коррелировали с далдынской серией). Все это свидетельствует о том, что при движении вверх по разрезу общий характер вулканизма со временем сохраняется, формируются такие же непрерывные серии вулканических пород той же щелочности и известковистости, но вверху разреза увеличивается контрастность вулканизма, усиливается значение собственно основных и кислых разностей и снижается количественная роль средних вулканитов. На вариационной диаграмме (см. рис. 3) мы видим обильное сгущение точек в базальтовом и дацитовом полях.

Таким образом, рассмотрев геологические разрезы кумулятивных впадин Анабарского щита, представленные стратифицированными подразделениями далдынской, верхнеанабарской и хапчанской серий, мы приходим к выводу, что сложены они главным образом комплексами пород, по первичной природе отвечающих непрерывным вулканическим сериям базальт-андезит-дацит-риолитового состава.

Низы разреза слагает низкощелочная известковистая толеит-андезит-дацитовая формация вулканитов совместно с ультраосновной вулканической формацией коматиитов. Выше по разрезу ее сменяет столь же непрерывная щелочно-известковистая вулканическая формация гораздо более кислого состава с преобладанием средних членов — андезитов. Завершается разрез также непрерывной щелочно-известковистой вулканической серией, в которой начинают проявляться некоторые черты контрастности с присутствием основных и кислых типов вулканитов при снижении роли средних.

Параллельно с вулканизмом меняется и характер осадочного процесса — усиливается химическая сепарация элементов, когда в нижних и средних частях разрезов обособляются хемогенные кварциты и высокоглиноземистые пелиты, которые вверх по разрезу сменяются известково-силикатными и карбонатными осадочными породами. Однородный и монотонный характер нижних частей разрезов постепенно замещается вверх гораздо более пестрым и дифференцированным.

Описанный существенно вулканогенный разрез чрезвычайно похож на разрезы широко распространенных зеленокаменных поясов. Различия их только в степени метаморфизма, т.е. в позднейшей истории, а не в ранней. Один и тот же разрез с коматиит-толеитовыми толщами внизу, существенно кислой фельзитической вулканической толщей в средней части и пестрым осадочно-вулканогенным разрезом в верхней части оказывается характерным для Анабарского щита и для древних зеленокаменных поясов. Представляется, что это типичные эвгеосинклинальные вулканические комплексы, отвечающие геосинклинальному этапу развития раннеархейской подвижной области.

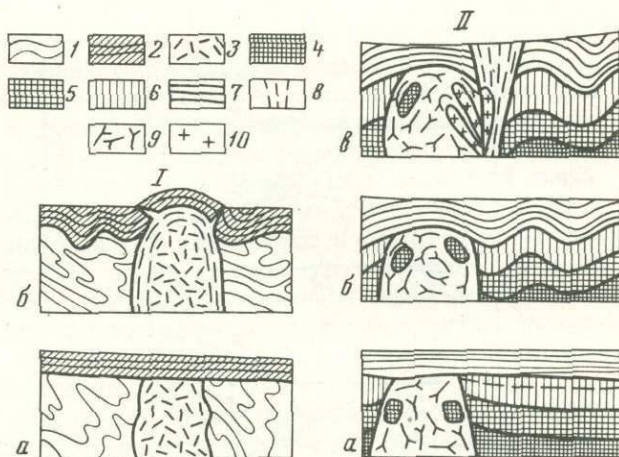
Плутонический комплекс серых гнейсов. В западной половине щита в междуречье верховьев рек Большая Куонамка, Маган и Илья выделяется широкая область, в которой обособляются многочисленные массивы гиперстеновых гранито-гнейсов. Впервые этот комплекс как плутонический был выделен автором в 1980 г. на основании дешифрирования аэрокосмических снимков. В целом вся эта область сложена породами гранулитовой фации метаморфизма и выявленная структура гранито-гнейсовых куполов имеет раннее догранулитовое происхождение.

Описываемые массивы сложены очень однородными гиперстеновыми гранито-гнейсами. Их минеральный состав включает в себя кислый плагиоклаз, кварц, ортоклаз, часто в пертитовых вростках, в небольших количествах присутствует гиперстен, реже диопсид, роговая обманка и очень редко биотит. Порода по минеральному составу очень похожа на эндербиты или гиперстеновые плагиогнейсы далдынской и верхнеанабарской серий. Но намечаются и различия, прежде всего текстурные. Если в более

Рис. 4. Схемы развития окаймленных куполов до складчатости (а), после складчатости (б) и после развития поздних разломов (в)

I — по П. Эскола [Eskola, 1948], II — в интерпретации автора

1, 2 — комплексы: 1 — основная, 2 — покровный; 3 — гранитный купол; 4 — фундамент; 5–8 — серии: 5 — далдынская, 6 — верхнеанабарская, 7 — хапчанская, 8 — ломуйкская; 9 — плутон серых гнейсов; 10 — аляскитовые граниты



восточных частях щита гиперстеновые плагиогнейсы или эндебиты всегда слоисты и бесконечно перемежаются с прослоями основных кристаллических сланцев или гранулитов, то здесь гнейсовый материал гораздо более однородный без контрастных по цвету и составу прослоев. Цвет гранито-гнейсов постепенно изменяется от светло-серого до темно-серого. Породы имеют гнейсовидную или массивную текстуру. Имеются и различия в химическом составе, о которых речь пойдет ниже.

Широкая полоса гранито-гнейсовых куполов и с запада и с востока окружена слоистым комплексом пород, который, несомненно, следует отнести к образованиям хапчанской серии, так как он включает такие важные в стратиграфическом отношении породы, как мраморы и кальцифиры. Соотношения хапчанской серии с гнейсовыми куполами в общем согласные. Слоистая толща хапчанской серии ложится на купола и согласно их облекает. Можно подозревать, что первичные соотношения их могли быть и несогласными трансгрессивными, но приобрели согласный характер в результате поздней складчатости. Все это позволяет рассматривать такие массивы, как "облеченные" или окаймленные купола, широко известные в работах П. Эскола под термином "mantled domes". Механизм формирования таких структур был впервые описан и исследован П. Эскола в Восточной Финляндии [Eskola, 1948]. Схема (рис. 4) демонстрирует принципиальные моменты формирования такого рода структур, в которых слоистость более молодого перекрывающего плутонического комплекса осадочного комплекса оказывается согласной с контактами плутона и с его внутренней гнейсовидностью.

Наш случай, по-видимому, достаточно близок этой схеме. Мы имеем область развития изометричных или слабо вытянутых плутонов пироксеновых гранито-гнейсов однородного состава, на которые и с запада и с востока налегает слоистый осадочный комплекс пород хапчанской серии. В данном случае первичные соотношения осадочного и плутонического комплексов могут восприниматься только как трансгрессивные, несогласные. Однако после проявления складчатости взаимные их соотношения приобретают вполне согласный характер, а сланцеватость слоистых пачек оказывается параллельной с контактами и гнейсовидностью гранитов. Изученная структура куполов с обрамляющей их хапчанской серией с запада и востока обрывается полиметаморфическими зонами, с запада — маганской зоной, с востока — верхнеломуйкской. В схематическом виде соотношения главных структурно-вещественных комплексов изображены на рис. 4.

Если обратиться к химическим анализам гранито-гнейсов (табл. 5), то можно видеть следующее. Все образцы пород плутонических куполов близки по химическому составу, т.е. массивы сложены достаточно однородным материалом, диапазон их кремнеземистости узок (62–68%). От типичных гранитов эти породы отличаются пониженным

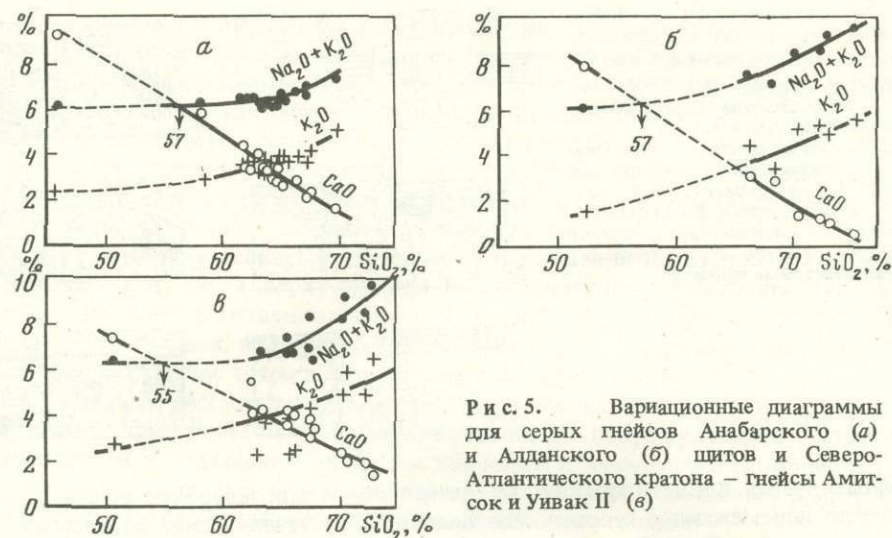


Рис. 5. Вариационные диаграммы для серых гнейсов Анабарского (а) и Алданского (б) щитов и Северо-Атлантического кратона — гнейсы Амитсок и Уивак II (в)

содержанием кремнезема и повышенным Ti, Fe, Mg, P. В то же время нельзя назвать эту группу пород тоналитами из-за пониженного содержания Ca и повышенного K. По соотношению Ca, Na и K эта группа пород близка к серии трондjemитов—диоритов.

Вариационная диаграмма (рис. 5) показывает, что это единая группа пород, но от эндербитовых толщ далдынской и верхнеанабарской серий она отличается более высоким содержанием калия и суммы щелочей, пониженным щелочно-известковым индексом (57), по которому вся серия определяется как известково-щелочная. В серии

плутонических гранито-гнейсов нет собственно гранитных пород с кремнеземистостью выше 70% и средних пород, отвечающих составу андезито-базальтов и андезитов. Однако встречаются единичные образцы основных пород — аналогов габбро. Последнее позволяет говорить о бимодальности серии, наличии здесь преобладающих трондjemитов, с одной стороны, и габбро — с другой. Габброидные разности здесь не случайны, на вариационных диаграммах они располагаются на продолжении трендовых линий. В то же время они отличаются от основных кристаллических сланцев далдынской и верхнеанабарской серий гораздо более высокой калиевостью и общей щелочностью. Таким образом, исследованная группа серых гнейсов плутонических куполов относится к бимодальной известково-щелочной трондjemитовой серии. Ее прямыми аналогами на других древних кратонах являются бимодальные серые гнейсы. Фанерозойским эквивалентом этой ассоциации являются габбро-плагиигранитные батолиты ранних этапов становления подвижных поясов.

Возникает естественный вопрос: отличаются ли по химическому составу гиперстеновые плагиигнейсы древних плутонов от почти таких же слоистых гиперстеновых плагиигнейсов или эндербитов вулканических комплексов далдынской и верхнеанабарской серий? В табл. 6 приводится средний состав плутонического "серогнейсового" комплекса и эндербитов далдынской и верхнеанабарской серий того же интервала кремнеземистости. Можно видеть, что химический состав их определенно различается. Плутонические серые гнейсы отличаются от таких же вулкаников более высоким содержанием Ti, Fe_{общ}, всей группы щелочных элементов — K, Rb, Ba, более высоким содержанием P, Zr и пониженным содержанием Na.

Какие выводы можно сделать по древнейшему догранулитовому геологическому этапу на Анабарском щите?

Несмотря на региональный метаморфизм, превративший все первично-магматические и осадочные образования в монотонный комплекс кристаллических сланцев и гнейсов, удастся расшифровать природу геологических образований. Для древнейшего периода

Таблица 5

Химический состав серых гнейсов Анабарского щита (верховья р. Большая Куонамка)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	45,52	58,66	62,08	62,34	62,90	63,22	63,68	63,88	63,90
TiO ₂	1,79	0,77	1,37	1,20	1,21	1,34	1,17	1,17	1,26
Al ₂ O ₃	12,22	14,83	15,08	14,51	14,61	14,93	14,46	14,59	14,29
Fe ₂ O ₃	6,84	1,44	2,74	2,78	2,27	2,75	2,66	1,85	1,86
FeO	6,21	5,30	4,59	5,14	5,67	4,56	5,08	5,67	5,89
MnO	0,18	0,13	0,12	0,11	0,11	0,12	0,13	0,12	0,12
MgO	5,92	5,10	1,81	2,62	2,29	1,58	1,70	2,46	1,67
CaO	11,27	5,82	4,31	3,27	3,29	4,03	3,29	3,01	3,53
Na ₂ O	3,25	3,40	2,98	2,85	2,80	2,88	2,80	2,55	2,80
K ₂ O	2,79	2,90	3,50	3,60	3,60	3,20	3,20	3,35	3,75
P ₂ O ₅	0,69	0,23	0,39	0,46	0,45	0,38	0,39	0,39	0,45
П.п.п.	0,94	0,96	0,64	0,67	0,37	0,66	0,66	0,43	0,41
Rb	100	95	120	100	110	110	80	90	120
Sr	100	120	—	190	110	200	170	160	130
Ba	100	420	—	1200	620	1000	1200	740	820
Zr	100	220	200	250	170	340	320	320	300
V	64	130	60	57	68	50	45	84	64
Cr	240	630	300	270	130	320	120	310	35
Co	17	22	15	11	11	15	13	13	11
Ni	11	22	11	15	5	15	8	10	10

Примечание. Образцы расположены в порядке увеличения кремнеземистости.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	64,38	64,46	64,68	64,76	65,14	65,24	65,64	66,88	67,36	67,66	70,64
	1,12	1,10	1,10	1,01	0,96	1,00	0,91	1,00	0,93	0,86	0,62
	14,29	14,60	14,19	14,55	14,40	14,40	14,42	14,62	13,80	14,24	13,85
	1,94	3,30	3,68	2,87	2,76	1,38	2,50	0,96	1,73	2,37	1,06
	5,72	4,46	4,09	4,81	4,61	5,48	4,72	4,99	4,86	2,68	2,85
	0,13	0,11	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,10	0,11	0,12	0,05
	2,16	1,47	1,27	1,26	1,30	2,29	1,15	0,92	1,57	1,02	0,92
	2,83	2,84	3,29	3,58	2,56	2,73	3,49	2,83	2,20	2,30	1,56
	2,55	2,10	2,75	2,60	2,85	2,55	2,70	2,80	2,80	2,79	2,30
	3,70	3,80	3,55	3,75	3,80	3,70	3,50	3,90	3,65	4,25	5,00
	0,32	0,39	0,38	0,31	0,45	0,26	0,28	0,35	0,17	0,20	0,16
	0,51	0,40	0,51	0,39	0,71	0,63	0,42	0,31	0,46	1,13	0,85
	150	130	100	140	130	130	140	110	150	180	250
	180	140	190	280	190	170	150	140	160	100	60
	800	1300	1500	1400	1900	1700	1700	1800	2400	2500	2500
	320	330	300	300	370	380	380	360	520	550	640
	45	45	33	70	33	11	50	46	33	23	23
	50	26	32	250	320	380	21	28	340	350	240
	16	11	11	10	7	13	11	7	12	7	7
	10	9	9	6	8	13	13	5	12	8	6

Средний состав серых гнейсов и дацитов вулканических серий Анабарского щита

Компонент	1	2	3	4	Компонент	1	2	3	4
<i>n</i>	19	4	5	3	K ₂ O	3,76	0,89	2,22	1,71
SiO ₂	64,90	66,95	65,46	65,33	P ₂ O ₅	0,34	0,13	0,18	0,15
TiO ₂	1,05	0,44	0,68	0,91	Rb	128	6	60	50
Al ₂ O ₃	14,46	16,78	15,54	14,80	Sr	150	300	280	150
Fe ₂ O ₃	2,26	1,57	1,59	1,88	Ba	1400	450	770	93
FeO	4,80	2,52	4,18	4,51	Zr	340	100	130	150
MnO	0,11	0,07	0,08	0,11	V	51	50	53	23
MgO	1,63	1,32	1,93	2,81	Cr	270	70	50	150
CaO	3,05	4,54	3,54	4,73	Co	11	12	16	22
Na ₂ O	2,69	3,93	3,33	2,07	Ni	10	25	16	15

Примечание. 1 — серые гнейсы; 2—4 — дациты далдынской, верхнеанабарской и хапчанской серий.

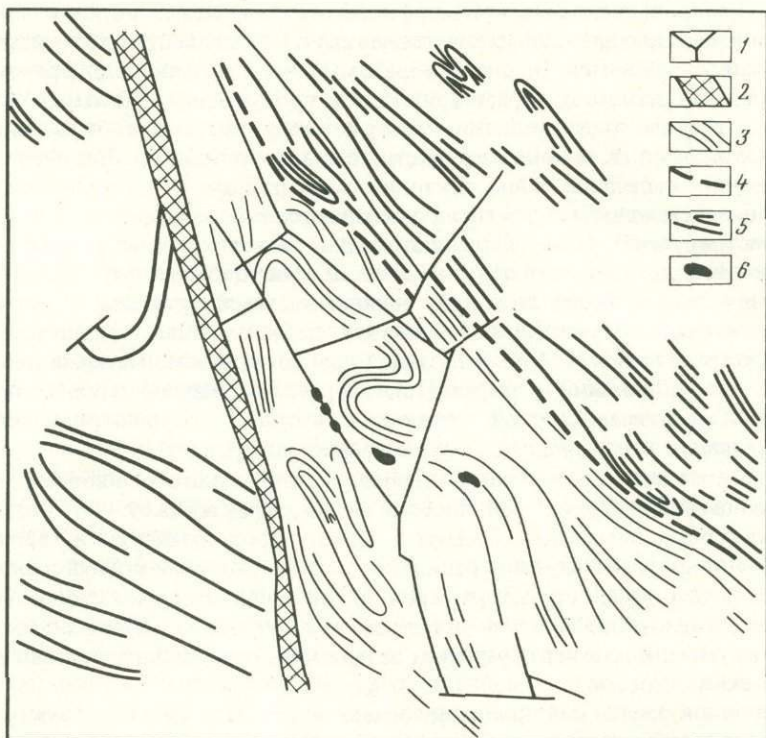
характерно формирование первичных впадин, заполненных осадочно-вулканогенными образованиями, и плутонических поднятий гранодиоритового или трондьемитового состава. Разрезы впадин простые, в них происходит закономерное изменение состава вулканических и осадочных пород от низу вверх.

Геотектонический режим мы определяем как типично ортогеосинклинальный. Однако образований, соответствующих магматическим или осадочным формациям эпигеосинклинального орогенного этапа, среди гранулитовых комплексов мы не обнаруживаем. После гранулитового метаморфизма вся территория щита была консолидирована и превращена в кратон и только много позже, в другом геотектоническом цикле, здесь произошли орогенные события, когда вся территория была разбита на крупные блоки, а в зонах внутрикратонных разломов проявилась новая складчатость и сформировались магматические комплексы орогенного класса: массивы анортозитов, диоритов и калиевых гранитов. Этот орогенный режим проявился в чистом виде, без предшествующего геосинклинального этапа. Обратимся к описанию его магматических комплексов.

Позднеархейские пояса внутрикратонных зон разломов

Крупные полосы кристаллических сланцев и гнейсов шириной 5–15 км, протягивающиеся через весь щит и метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, объединяются в комплекс верхнеломуйкской серии. Петрографическое изучение пород показывает, что они являются полиметаморфическими. Это те же породы далдынской, верхнеанабарской и хапчанской серий, но повторно метаморфизованные в зонах крупных региональных глубинных разломов. В породах встречаются реликты минералов и минеральных ассоциаций гранулитовой фации: гиперстена, магнетитно-железистого граната, бурой роговой обманки, которые интенсивно замещаются биотитом и зеленой роговой обманкой. Основной фон пород составляют биотитовые, амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы с прослоями амфиболитов, сильно мигматизированные и перемежающиеся с линзами и прослоями розовых и мясо-красных гранитов. Кроме того, в этих зонах устанавливаются в большом количестве самые поздние динамометаморфизованные породы: катаклазиты, милониты и породы низких ступеней метаморфизма — эпидот-амфиболовые сланцы и диафориты.

По-видимому, верхнеломуйкский комплекс представляет собой глубокоэродированные корневые части глубинных разломов, по которым осуществлялся мощный приток ювенильных подкоровых растворов, производивших повторный наложенный



Р и с. 6. Геологическая схема верхнеломуйского комплекса Анабарского щита в верховьях р. Кеняды

1 — разломы; 2 — Джегес-Сербиянская зона милонитов; 3 — полиметаморфический комплекс харапской (верхнеломуйской) серии; 4 — граница амфиболитовой и гранулитовой фаций; 5 — гранулитовый комплекс пород сербиянской серии; 6 — линзы кварцитов

метаморфизм и гранитизацию пород. Комплексы полиметаморфических пород верхнеломуйского комплекса в целом отвечают новому, более молодому тектоно-магматическому циклу, который проявился после полной консолидации гранулитовых толщ; он тесно связан с глыбовой тектоникой щита и обнаруживается только в зонах глубинных разломов. Именно протяженные зоны глубинных разломов становятся ареной нового метаморфизма, новой складчатости и нового магматизма.

Кроме регенерированного и мигматизированного субстрата, в этих же зонах обнаруживаются гипербазиты, крупные массивы анортозитов, массивы порфиробластовых гранодиоритов, граносиенитов, мелкие и крупные тела розовых и мясо-красных калиевых гранитов.

Анабарский щит разрезают пять крупных зон глубинных разломов и соответствующих им полос полиметаморфической верхнеломуйской серии, с запада на восток это будут зоны: Маганская, Ломуйская, Котуйкан-Монхоольская, Харапская, Джелиндинская. Из перечисленных внутрикратонных зон глубинных разломов анортозиты известны только в трех: Маганской, Котуйкан-Монхоольской и на самом севере Джелиндинской зоны. В Ломуйской и Харапской анортозитов нет, хотя порфиробластовые диориты в них встречаются. Рассматриваемые зоны глубинных разломов очень интересны. Здесь эродированы и выведены на поверхность очень глубокие этажи глубинных разломов. Поскольку в литературе мало детальных образцов подобного рода, то следует остановиться на них подробно.

Харапская зона. Ее геологическое строение показано на схеме (рис. 6). Детально рассмотренный участок в верховьях р. Кеняды и ее притока Харап позволяет охарактеризовать геологические особенности молодого этапа в развитии Анабарского щита, свя-

занного с формированием полиметаморфического комплекса пород в зонах глубинных разломов. На приведенной схеме подчеркнуты те элементы геологической структуры, которые выявляются главным образом по результатам дешифрирования аэрофотоснимков. Это главным образом элементы простираения отдельных пачек и прослоев пород, разного рода складки, которые никак не могут быть выявлены при наземных исследованиях в полях крупноглыбовых курумников. Наконец, с помощью дешифрирования выделены зоны тектонических разломов, по которым отдельные части линейных и складчатых элементов оказываются смещенными.

На демонстрируемой схеме выделяются два разновозрастных комплекса пород: первый, наиболее древний, сложен гнейсами и кристаллическими сланцами гранулитовой фации; второй, более молодой, — полиметаморфическими породами, претерпевшими повторный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации и интенсивную региональную гранитизацию. При описании удобно оставить местные наименования комплексов — сербский и харапский, помня, что первый из них соответствует далдынской и верхнеанабарской сериям, а второй — верхнеломуйкской серии. Структурные планы этих комплексов существенно различаются.

Для более древнего сербского комплекса, сложенного основными, средними и кислыми сланцами и гнейсами гранулитовой фации, характерна сугубо линейная, сжатая форма структурных элементов. Пласты и пачки пород вытянуты в северо-западном направлении и поставлены почти вертикально с очень крутыми углами падения пластов ($70-90^\circ$). В целом общая структура сербской серии довольно проста и монотонна. Это линейное чередование слоев и прослоев глубокометаморфизованных пород, как правило, с крутыми, почти вертикальным залеганием, осложненных сильно сжатой изоклинальной складчатостью.

Более молодой харапский комплекс имеет несколько другой структурный план, который определяется нахождением пластичного материала в относительно узкой зоне, зажатой среди жестких гранулитовых блоков. Общее северо-западное направление новой складчатой структуры определяется направлением жестких бортов древних гранулитовых блоков на западной и восточной границах харапской серии. То, что это совершенно новая складчатая структура, видно по торцовым сочленениям старых и новых линейных элементов. Как видно из дешифрирования схемы, на западном берегу р. Харап древние гранулитовые комплексы местами имеют почти субширотные простираения своих слоев. Примыкающий к ним харапский комплекс на восточном берегу реки пересекает эту древнюю линейность почти под прямым углом.

Процессы сжатия ремобилизованного субстрата сопровождалась и латеральными перемещениями блоков, что выразилось в формировании специфической S-образной складки харапского комплекса в междуречье Харапа и Кеняды. Эта складка исключительно своеобразна и свидетельствует о двух важных моментах: о нагнетании нового ремобилизованного и гранитизированного субстрата и не только о вертикальном, но и о горизонтальном перемещении сжимающих жестких блоков, так как только латеральное смещение блоков способно сформировать эту складчатую структуру. Мощная пачка пород харапского комплекса, представленная чередованием переслаивающихся полос гнейсов и гнейсов-гранитов с прослоями высокоглиноземистых парапород, последовательно переходит с юго-восточного края территории, сложным образом изгибается в междуречье Харапа и Кеняды и теряется в нацело гранитизированной полосе пород левобережья Харапа. Таким образом, среди харапского комплекса устанавливаются прихотливо изгибающиеся крупные складки, которые в общем никак не похожи на сильно сжатые изоклинальные складки, свойственные более древнему сербскому комплексу. В харапском комплексе простые складки и линейные структуры пластов гнейсов и сланцев перемежаются с расплывчатыми по форме массивами мясо-красных гранитов и их мигматитов. Заметим, что гранитоидные и гранитизированные участки на аэрофотоснимках часто оказываются почти бесструктурными или с очень слабыми структурными элементами, согласными с общими простираениями пород.

Важным тектоническим элементом является Джегес-Сербиянская зона милонитов и катаклазитов. Эта тектоническая зона является западной границей харапского полиметаморфического комплекса. Джегес-Сербиянскую зону милонитов иногда называют Главным анабарским разломом. Она прослеживается по западному краю харапского комплекса и далее на север проходит почти меридионально в междуречье Джегес и Сербия, выходит на р. Большую Куонамку, пересекает ее и продолжается далеко на север.

В отношении границ харапской серии можно сказать следующее. Западная граница харапского комплекса очень четкая и проходит по Джегес-Сербиянской зоне милонитов и тектонитов. Восточная граница харапской серии гораздо менее четкая и проводится по смене пород амфиболитовой фации породами гранулитовой фации, и здесь возможна достаточно широкая переходная зона. Следует заметить, что при наложении метаморфизма амфиболитовой фации на гранулитовые породы не все старые породы одинаково реагируют на новый метаморфизм. Наиболее устойчивые двупироксен-амфиболовые основные кристаллические сланцы могут долго сохранять реликтовые ассоциации гранулитовой фации среди поля нацело переработанных пород. Поэтому в отношении восточной границы харапского комплекса следует сказать, что здесь намечается переходная зона, где среди пород амфиболитовой фации много реликтовых пород гранулитовой фации.

Комплекс харапской серии включает в себя очень широкий спектр пород от ультраосновных и основных разностей до средних, кислых и ультракислых силекситов. Комплекс очень сильно гранитизирован, и в количественном отношении преобладают гранитоидные породы, близкие к мясо-красным гранитам аляскитового типа, и их мигматиты. Следующими по распространенности следует считать гнейсы — кварц-полевошатовые слоистые и разгнейсованные породы, в которых в качестве темноцветных минералов может присутствовать биотит или роговая обманка. В зависимости от известковистости гнейсов могут быть выделены малоизвестковистые гнейсы, где преобладающим темноцветным минералом будет биотит или биотит с гранатом. В высокоглиноземистых разностях могут присутствовать кордиерит и силлиманит. В известковистых разностях гнейсов в качестве темноцветных минералов встречаются роговая обманка, иногда роговая обманка и биотит. В существенно известковистых появляется диопсид.

Гораздо меньше распространены основные кристаллические сланцы и амфиболиты, которые сложены плагиоклазом с роговой обменкой, иногда с диопсидом и редко с гранатом.

Кроме того, в составе харапской серии присутствуют кварцитовые породы, среди которых могут быть выделены две главные разновидности. Первые — это настоящие кварциты, которые образуют очень крупные тела овальной формы мощностью от нескольких сотен метров до 1,9 км. Сложены они мономинеральными кварцитами с прослоями, обогащенными высокоглиноземистыми минералами — кордиеритом, силлиманитом, иногда биотитом. Возможно, что это первично-осадочные или хемогенные образования, в которых грубая слоистость и глиноземистые прослои подтверждают их первично-осадочный генезис. Такие кварциты слагают Харапские сопки.

Другие кварциты представлены более мелкими телами и прослоями, в которых в большем или меньшем количестве присутствует калиевый полевой шпат. Такие тела обнаруживают генетическую связь с гранитами и называются нами силекситами. Это полевошпат-кварцевые породы, которые от гранитов отличаются исключительно высоким содержанием кремнезема (свыше 80%), а от настоящих кварцитов — существенной примесью полевого шпата. На исследованной территории цепочка линз таких силекситов обнаруживается несколько южнее и западнее Харапских сопки. Изучение аэрофотоснимков показывает, что линзы силекситов приурочены к позднему тектоническому разлому северо-западного простирания и, по-видимому, являются самыми поздними образованиями. Позднее развитие таких тел силекситов, их связь с гранитами аляскитового типа, территориальная приуроченность к зонам полиметаморфизма

и району нахождения крупных тел мономинеральных кварцитов заставляют предполагать, что силекситы произошли в результате сложных процессов ремобилизации и дифференциации вещества под действием метаморфизующих ювенильных растворов и обособления кварца с полевым шпатом в результате гранитизации и полиметаморфизма.

Нахождение в толще харапской серии многочисленных реликтовых прослоев и реликтовых ассоциаций гранулитовой фации заставляет нас прийти к выводу, что харапский комплекс не является новообразованным стратиграфическим подразделением Анабарского щита, а представляет собой заново метаморфизованный и гранитизированный старый комплекс гранулитовой фации, существенно переработанный вдоль зон глубинных разломов.

Следует заметить, что эффект аллохимического метаморфизма амфиболитовой фации протекает крайне неравномерно. Различная компетентность пород и прослоев и их различная проницаемость для метаморфизующих растворов вызывают неравномерное распределение привнесенных компонентов, что приводит к отсутствию четких геохимических закономерностей в сериях новообразованных пород.

Если старый гранулитовый метаморфизм в значительной мере является изохимическим и сохраняет все главные химические особенности первичных пород, то новый метаморфизм амфиболитовой фации осуществляется при активном воздействии ювенильных растворов и относится к аллохимическому типу. Можно полагать, что этот метаморфизм осуществляется при привносе главных гранитизирующих компонентов — щелочей и кремнезема и сопровождается существенным изменением химического состава пород. Но этот эффект химического изменения очень трудно строго описать, так как в каждом конкретном случае невозможно точно знать состав исходной породы.

В табл. 7 представлены химические анализы пород верхнеломуйкской серии, которые мы расположили последовательно по мере увеличения их кремнеземистости. Здесь имеются все разновидности пород от основных до кислых; завершают этот ряд ультракислые силекситы.

Известно, что древние гранулитовые комплексы наследуют четкие закономерности распределения элементов, характерные для изначальных вулканических серий. Наложение нового аллохимического метаморфизма искажает все предыдущие химические закономерности. При попытках построить вариационные диаграммы для пород комплекса обнаруживается, что точки анализов рассеиваются. Очень грубо можно наметить линии изменения содержания извести и щелочей, причем оказывается, что индекс известковистости—щелочности приблизительно равен 53 (вместо прежнего гранулитового — 58), т.е. новый полиметаморфизованный комплекс становится более щелочным.

Эффект изменения химического состава можно отметить также по эффекту смещения соотношений щелочных элементов. Так, для древних гранулитовых пород характерны относительно умеренные содержания К и Rb и довольно высокие К-Rb отношения, порядка 400—600. В полиметаморфизованных породах повышаются средние содержания этих элементов, а К-Rb отношение становится меньшим и варьирует в пределах 200—400.

Можно полагать, что новый метаморфизм амфиболитовой фации происходит при существенном изменении химического состава пород при мощном притоке щелочей и кремнезема.

Котуйкан-Монхоольская и Ломуйкская зоны. Зоны располагаются в центральной и западной частях щита. Они прослеживаются в северо-западном направлении, параллельно доминирующим структурам щита от южных его границ до северных почти на 300 км, при ширине зон от 5—10 км до 20 км. Особенно четко на аэро- и космических снимках выделяется Котуйкан-Монхоольская зона. Отдельными субмеридиональными дополнительными разломами она соединяется с Ломуйкской зоной. Слагающие эти зоны биотитовые и амфиболовые гнейсы и сланцы образовались в амфиболитовой

Средний химический состав полиметаморфических пород
Харапской зоны

Компонент	1	2	3	4	5	6
n	4	4	3	5	4	5
SiO ₂	50,23	59,70	66,08	70,09	74,83	84,30
TiO ₂	1,17	0,90	0,46	0,31	0,10	0,11
Al ₂ O ₃	16,46	15,11	16,15	14,89	13,45	7,63
Fe ₂ O ₃	3,95	3,70	1,35	1,07	0,47	0,62
FeO	6,42	5,90	3,13	2,25	1,54	1,42
MnO	0,14	0,10	0,08	0,05	0,02	0,02
MgO	6,97	2,39	2,74	0,94	0,44	0,87
CaO	7,67	4,17	2,21	1,65	1,63	0,20
Na ₂ O	3,15	2,66	3,10	4,09	3,85	0,84
K ₂ O	0,90	1,40	1,80	2,19	2,60	2,65
P ₂ O ₅	0,18	0,25	0,18	0,18	0,08	0,06
Rb	40	48	65	70	90	80
Sr	340	490	250	310	250	70
Ba	360	440	530	900	700	900
Zr	90	130	150	170	150	120
V	340	300	65	40	20	20
Cr	200	30	50	16	10	20
Co	45	31	20	15	8	10
Ni	55	30	30	16	8	10

Примечание. 1-4 — биотитовые и биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы; 5-6 — силекситы. Интервалы кремнеземистости: 1 — < 52, 2 — 52-63, 3 — 63-68, 4 — 68-72, 5 — 72-80, 6 — > 80%.

фации за счет пироксеновых гнейсов и сланцев верхнеанабарской и далдынской серий. Большинство пород сильно гранитизировано и мигматизировано. Зоны характеризуются большой насыщенностью гранитоидных и гранитизированных пород, что резко обособляет их среди вмещающих гранулитовых комплексов эндербитов и кристаллических сланцев с малым количеством гранитных пород. Химический состав полиметаморфических пород Ломуйкской зоны приведен в табл. 8.

На севере Котуйкан-Монхоольской зоны обнажаются три самых больших массива анортозитов: Центральный (площадь 765 км²), Северный (180 км²), Восточный (100 км²); южнее в истоках р. Монхоолы обособляется ряд мелких анортозитовых массивов — Монхоольский, Балаганнахский. Еще южнее в устье р. Монхоолы особенно широким распространением пользуются порфиробластовые гранодиориты, сменяясь далее на юг мясо-красными гранитами аляскитового типа.

Можно полагать, что вдоль Коуйкан-Монхоольской зоны с севера на юг намечается определенная зональность. На севере обнажаются самые глубокие части зоны с ядрами крупных анортозитовых массивов, к югу мы попадаем в менее глубокие ее горизонты с массивами диоритов и, наконец, еще южнее — в зону аляскитовых гранитов и мигматитов.

Все анортозитовые массивы отчетливо обособлены. В большинстве массивов выделяется центральная и краевая фации. Первая представлена почти мономинеральными крупнозернистыми анортозитами с незначительной примесью темноцветных минералов, краевая фация сложена более мафическими породами: габбро-анортозитами, норитами. Часто краевая фация развита не сплошь, а фрагментарно, переходы к краевой фации постепенные через полосчатые разности габбро-анортозитов. К элементам внутреннего строения анортозитовых массивов относятся ритмичное чередование слоев анортозитов и габбро-анортозитов, шшировые обогащения роговой обманкой, гиперстеном, диопсидом, ксенолиты основных кристаллических сланцев и амфиболитов, секущие

Средний химический состав полиметаморфических пород
Ломуйкской зоны

Компонент	1	2	3	4	Компонент	1	2	3	4
<i>n</i>	6	10	8	7	K ₂ O	1,35	1,62	2,39	2,43
SiO ₂	50,17	57,75	65,08	71,33	P ₂ O ₅	0,27	0,30	0,17	0,13
TiO ₂	0,94	0,75	0,59	0,34	Rb	53	60	82	70
Al ₂ O ₃	15,09	16,95	15,78	14,33	Sr	200	500	400	300
Fe ₂ O ₃	3,36	2,83	1,46	1,10	Ba	350	800	1000	1500
FeO	8,71	5,19	4,13	2,03	V	200	100	50	15
MnO	0,19	0,12	0,10	0,05	Cr	120	70	50	25
MgO	5,52	3,56	2,47	1,25	Co	42	22	16	8
CaO	8,17	5,23	3,88	2,40	Ni	80	27	25	10
Na ₂ O	3,08	4,24	3,26	3,16	Sc	30	19	13	8

Примечание. 1-4 — биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы.

Интервалы кремнеземистости: 1 — < 52, 2 — 52-63, 3 — 63-68, 4 — 68-72%.

жилы габбро-анортозитов и самые поздние жилы биотитовых гранитов и пегматитов, приуроченных к субмеридиональным и субширотным трещинам.

Между отдельными разновидностями пород анортозитовых массивов существуют все переходные разности от массивных мономинеральных анортозитов к полосчатым анортозитам, норитам, габбро-анортозитам вплоть до мономинеральных горнблендитов. В микроструктуре анортозитовых пород сочетаются первично-магматические панидиоморфнозернистые структуры с наложенными бластокластическими и метасоматическими коррозионно-реакционными структурами, являющимися следствием позднего дробления, позднего метасоматоза и метаморфизма в условиях амфиболитовой фации.

Вмещающие породы также сильно катаклазированы и изменены, в них очень широко развит железо-магнезиальный и щелочной метасоматоз с ростом крупных порфиробласт роговой обманки, диопсида, кислого плагиоклаза и калишпата. Все это приводит к очень неясным контактными соотношениям анортозитовых плутонов с вмещающими горными породами. Такие неопределенные контакты, сливающиеся с общим фоном вмещающих пород, — характерная особенность всех плутонов, застывающих на большой глубине. В условиях большой глубины и большого разогрева всех вмещающих пород ни о каких роговиках и горячих контактах не может идти и речи.

И в Ломуйкской и в Котуйкан-Монхоольской зонах обнаруживаются большие массы своеобразных пород диоритового состава. Очень часто они имеют порфиробластический облик из-за многочисленных очковых выделений полевого шпата, подчиненных общей гнейсовидности и сланцеватости пород, но встречаются и массивные разности. Облик таких диоритов достаточно характерен. Часто это мезократовые породы с неясно полосчатой текстурой, когда полевошпатовые светлые полосы перемежаются более темными, обогащенными роговой обманкой. Эти породы слагают: кислый плагиоклаз, калишпат, кварц, роговая обманка, биотит, редко диопсид и гиперстен. Характерной особенностью этих пород, позволяющей отнести их к гранодиоритам, является большое количество темноцветных минералов и калиевого полевого шпата при очень небольшом количестве кварца. Количественные соотношения породообразующих минералов сильно варьируют, что сказывается и на широких вариациях химического состава.

Раньше [Лутц, 1974] мы относили такие породы к мангеритам, объединяя их с анортозитами в единую мангерит-анортозитовую серию, признавая за анортозитами магматическое, а за мангеритами метасоматическое происхождение. По-видимому, между этими породами такие же соотношения как между анортозитовыми и мангеритовыми и фарсундитовыми массивами Южной Норвегии или между массивами анортозитов и массивами рапакиви, т.е. ассоциированность в пространстве и времени, совместное

происхождение при дискретности составов и отсутствии промежуточных разностей пород.

Маганская зона. Маганская зона полиметаморфических пород занимает крайнюю западную часть щита в бассейне р. Маган. В отличие от предыдущих зон она имеет отчетливо субмеридиональное простирание, секущее древние северо-западные простирания гранулитовых толщ, которые примыкают к ней с востока под некоторым углом. Следует также заметить, что в отличие от других зон повторный наложенный метаморфизм амфиболитовой фации проявился здесь гораздо слабее. Южная часть маганской зоны представлена раздробленными блоками гранулитовых пород, почти не затронутых наложенным метаморфизмом. В северной же части зоны амфиболитовый метаморфизм усиливается и появляется очень много гранитов аляскитового типа, которые раньше обособлялись в маганский гранитный массив.

Крупные анортозитовые тела в основном приурочены к междуручью Большого и Малого Магана. Они аналогичны котуйканским анортозитам. Центральные части плутонов сложены мономинеральными анортозитами, в краевых частях много габбро-анортозитов. Во вмещающих гнейсах и сланцах широко проявлено дробление, мигматизация, метасоматическое развитие порфиробластов роговой обманки и полевых шпатов.

Краевой массив порфиробластовых диоритов располагается на самой западной окраине Маганской зоны. Судя по падению всех пород на запад, он располагается выше анортозитов и в целом отделен от них мощной полосой ультрамилонитов. Слагают его гигантозернистые породы с большими порфиробластами калишпата, согласными с общей гнейсовидностью и сланцеватостью массива. Доля порфиробласта местами составляет больше половины, основная ткань породы темная и обогащена роговой обманкой, биотитом, дипосидом, встречены гиперстенсодержащие разности.

Таким образом, все пять поздних зон, пересекающих гранулитовое кристаллическое основание Анабарского щита, очень схожи. Слагают их кристаллические сланцы и гнейсы амфиболитовой фации, которые образовались за счет повторного метаморфизма и переработки гранулитовых пород, так как нередко наблюдаются реликты пород и минералов гранулитовой фации, интенсивно замещающихся наложенными минеральными ассоциациями амфиболитовой фации. Во всех зонах очень широко проявлена региональная гранитизация с повсеместным развитием мигматитов и линзовидных массивов розовых и мясо-красных гранитов аляскитового типа.

К этим же полиметаморфическим зонам внутрикратонных глубинных разломов, помимо калиевых гранитов, приурочены мелкие тела гипербазитов, массивы анортозитов и массивы порфиробластовых диоритов—гранодиоритов. Таким образом, здесь обособляются четыре магматические формации: перидотитовая, анортозитовая, гранодиоритовая и ультраметаморфическая формация калиевых гранитов и их мигматитов.

Анортозиты Анабарского щита приурочены к внутрикратонным зонам глубинных разломов. Внутренняя и внешняя структуры плутонов конформны по отношению к вмещающим породам. В предыдущей работе [Луцк, 1974] подробно рассмотрена петрография и петрохимия анортозитов, там же имеется много силикатных анализов анортозитов и их породообразующих минералов. Здесь мы приводим (табл. 9) только новые химические анализы анортозитов и габбро-анортозитов с малыми элементами. В упомянутой работе мы разрабатывали идею, что первичный расплав анортозитов образовался в результате плавления корневых частей гранулитовых толщ. Дифференциация расплава происходила в первичных очагах в потоке ювенильных флюидов и с выносом избыточного кремнезема и щелочных элементов. Дифференциаты основного остаточного расплава выжимались вверх, и их окончательное становление протекало в постмагматический период с участием метасоматоза и метаморфизма в условиях амфиболитовой фации.

Точно так же в предыдущей работе подробно рассмотрена петрография и происхождение массивов гранодиоритов. В табл. 9 приводятся новые анализы гранодиоритов с малыми элементами и анализы нормальных калиевых гранитов и их мигматитов.

Средний химический состав анортозитов, диоритов и аляскитов Анабарского щита

Компонент	1	2	3	4	5	Компонент	1	2	3	4	5
n	7	4	7	8	8	K ₂ O	0,22	0,27	1,32	3,22	4,29
SiO ₂	49,55	48,43	61,43	70,01	74,14	P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,18	0,13	0,07
TiO ₂	0,18	0,34	0,53	0,50	0,21	Rb	10	10	36	80	130
Al ₂ O ₃	30,02	26,70	17,11	14,44	12,95	Sr	680	470	670	300	100
Fe ₂ O ₃	0,72	2,01	2,31	1,46	1,00	Ba	340	450	900	1400	2000
FeO	1,25	2,43	3,05	2,56	1,48	Zr	<10	10	80	400	350
MnO	0,03	0,07	0,09	0,04	0,03	V	15	50	50	26	14
MgO	0,42	2,71	2,97	1,02	0,60	Cr	200	320	70	30	19
CaO	13,19	12,60	6,33	2,35	1,35	Co	3	20	15	8	6
Na ₂ O	3,36	3,18	3,72	3,31	2,95	Ni	6	30	20	14	10

Примечание. 1, 2 – анортозиты и габбро-анортозиты Маганской зоны; 3 – порфиробластовые диориты Ломуйкской зоны; 4, 5 – мигматиты и аляскитовые граниты.

В полиметаморфических зонах породы верхнеломуйкской серии претерпевают новый цикл складчатых деформаций. Очевидно, что при новом метаморфизме материал снова становится очень пластичным. Сжимающие усилия жестких бортов гранулитовых блоков определяют внутреннюю складчатую структуру полиметаморфических зон. Следует заметить, что генеральная структура Анабарского щита была создана до гранулитового метаморфизма и характеризовалась отчетливым северо-западным простиранием всех комплексов, что соответствует диагональному полю сжимающих усилий. В следующий геологический цикл направление динамического поля изменилось на ортогональное. И хотя основной раскол блоков идет по старым северо-западным направлениям и соответственно с унаследованными простираниями полиметаморфических комплексов пород, однако изменение поля напряжения сказывается в развитии самых поздних субмеридиональных расколов и развороте главенствующих направлений маганской зоны и Главного анабарского разлома в меридиональном направлении. Одновременно S-образная большая складка Харанской зоны конечно формируется при относительном скольжении гранулитовых блоков и их развороте в субмеридиональном направлении.

Геотектонический режим, в котором формируются полиметаморфические зоны и приуроченные к ним магматические образования, можно определить как орогенный. Основанием для такого заключения служат: 1) глыбовая тектоника щита в этот период; 2) новый этап складчатости, метаморфизма и мигматизации основания; 3) региональное развитие предельно калиевых гранитов.

Общие выводы

1. Несмотря на сильнейший региональный метаморфизм, превративший первичные магматические образования в монотонный комплекс кристаллических сланцев и гнейсов гранулитовой фации, удастся расшифровать первичную природу древнейших магматических образований Анабарского щита. Речь идет о магматических комплексах раннеархейского подвижного пояса, формирующихся 3,5 млрд. лет тому назад. Это – плутонические поднятия, выполненные "серогнейсовым" комплексом, и кумулятивные впадины, заполненные вулканическими породами, которые переслаиваются с осадочными образованиями. Разрезы впадин оказываются относительно простыми и представляют в целом элементарный эвгеосинклинальный разрез с закономерным изменением состава вулканических и осадочных пород вверх по разрезу. Внизу преобладает известковистая толеит-андезит-дацитовая вулканическая серия с прослоями ультраосновных

лав — коматиитов, выше она сменяется щелочно-известковистой непрерывной толеит-андезит-дацитовый серией с преобладанием андезитов, еще выше несколько усиливается контрастность вулканитов, переслаивающихся с весьма пестрыми, предельно дифференцированными осадками пелитового, известково-силикатного и карбонатного состава. Геотектонический режим этого этапа мы определяем как типично ортогеосинклинальный, с изначальным развитием таких контрастных структур, как плутонические поднятия и вулканические впадины. Первичная ортогеосинклинальная область была подвергнута складчатости и много позже региональному метаморфизму в условиях гранулитовой фации.

2. Образований, соответствующих догранулитовому орогенному режиму, т.е. эпигеосинклинальному орогенному режиму, мы не обнаруживаем. После гранулитового метаморфизма вся территория щита была консолидирована и только много позже уже в другом эндогенном цикле (2,6 млрд. лет назад) здесь произошли орогенные события. Они выразились в том, что вся консолидированная территория щита была разбита на крупные мегаблоки, а в зонах внутрикратонных глубинных разломов проявилась новая складчатость, новый метаморфизм амфиболитовой фации и сформировались новые магматические комплексы ультрабазитов, анортозитов, диоритов и калиевых гранитов. Их необходимо отнести к классу орогенных магматических формаций. Если древнейший ортогеосинклинальный режим проявился практически в чистом виде и не был закончен эпигеосинклинальным орогенезом, то молодой орогенный этап тоже развивается практически в чистом виде без предшествующего геосинклинального этапа, так как никаких молодых осадочно-вулканогенных толщ в полиметаморфических зонах пока не обнаружено.

3. В заключение перечислим все магматические формации, выделенные на Анабарском щите.

А. Магматические формации ортогеосинклинального режима:

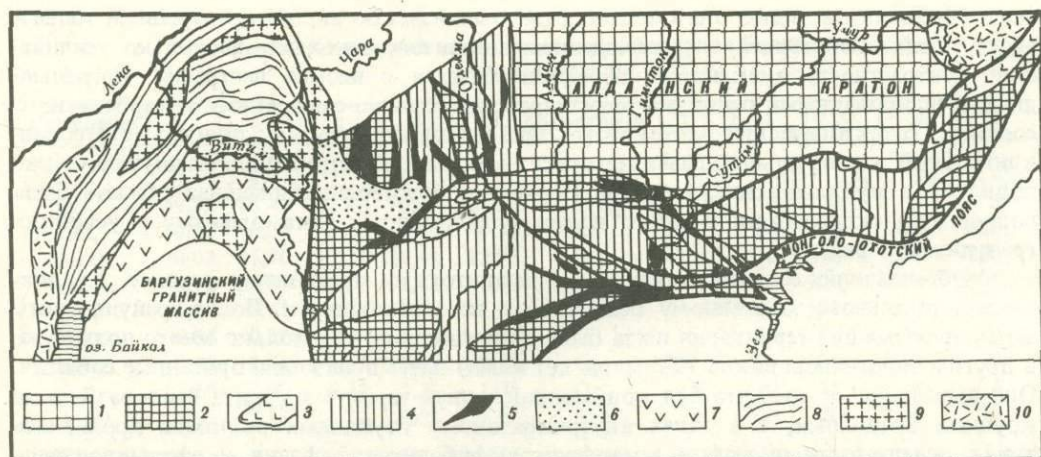
- 1) плутоническая формация серых гнейсов;
- 2) вулканическая формация коматиитов;
- 3) вулканическая формация известковистой серии толеитов—андезитов—дацитов;
- 4) вулканическая формация щелочно-известковистой серии толеитов—андезитов—дацитов;
- 5) вулканическая серия контрастной щелочно-известковой серии.

Б. Магматические формации орогенного режима:

- 1) мелкие массивы гипербазитов;
- 2) плутоны анортозитов;
- 3) плутоны диоритов;
- 4) массивы калиевых гранитов и их мигматитов.

ВИТИМО-АЛДАНСКИЙ ЩИТ

Геология докембрийских кристаллических комплексов Витимо-Алданского щита на юго-восточной окраине Сибирской платформы в настоящее время достаточно хорошо известна. Основу для рассуждений о развитии докембрийских подвижных поясов на этой территории составляют крупнейшие структурно-вещественные комплексы, выделяемые под названиями: алданиды, становиды, удокано-патомские протерозоиды и акитканиды. Речь идет о разновозрастных подвижных поясах: 1) Алданском (возраст, близкий, по-видимому, 3,5 млрд. лет); 2) Олекмо-Становом (3,1—2,6 млрд. лет); 3) Байкало-Патомском (2—1,8 млрд. лет) и 4) орогенном Акитканском вулканическом поясе (1,7—1,6 млрд. лет; рис. 7). Витимо-Алданский щит гораздо более сложное сооружение, чем Анабарский щит, на его территории распространены аналоги всех древнейших подвижных поясов мира, и его геологическая история обнимает огромный интервал времени от раннего архея до позднего протерозоя. Однако точных геохронологических реперов для этого щита очень мало.



Р и с. 7. Геологическая схема подвижных поясов Витимо-Алданского щита

1 — раннеархейская подвижная область Алданского кратона; 2 — глыбы гранулитового фундамента позднеархейского Олекмо-Станового подвижного пояса; 3 — плутоны анортозитов; 4 — Олекмо-Становой подвижный пояс; 5 — зеленокаменные трюги; 6 — нижнепротерозойские образования Удоканской впадины; 7–9 — Байкало-Патомский подвижный пояс: 7 — эвгеосинклинальные комплексы, 8 — мюгеосинклинальные комплексы, 9 — гранитные поднятия; 10 — Аkitканский вулканический пояс

Для Алданского массива известны определения Э.В. Собоновича и В.А. Рудника [1969]: по шести образцам пироксеновых кристаллических сланцев построена Pb-Pb изохрона 3300 ± 200 млн. лет. Как полагают некоторые исследователи, эти данные относятся к метавулканикам федоровской свиты, которые, в свою очередь, параллелизуются сейчас с джелтулинской серией, т.е. это возраст самых верхних осадочно-вулканогенных образований Алданского щита. Близкие значения — 3200 ± 300 млн. лет (изохронный U-Pb метод) — приводит Э.К. Герлинг с соавторами [1970] для мраморов иджекской свиты джелтулинской серии. Сходный возраст 3400 ± 400 млн. лет (U-Pb изохрона) определен для негранитизированных пород урканской серии на восточном краю Алданского щита [Искандерова и др., 1980]. Можно полагать, что заложение Алданского подвижного пояса с отложением осадочно-вулканогенных образований близко к общемировому пику эндогенной активности 3,5 млрд. лет, имевшему место одновременно с формированием зеленокаменных поясов Каапвальского кратона Южной Африки, Саргурского пояса Южной Индии, Варравунской группы Западной Австралии. Время гранулитового метаморфизма на Алданском щите оценивается в 2,9 млрд. лет.

Для Олекмо-Станового подвижного пояса имеются определения возраста по биотит-роговообманковым диоритам у пос. Тындинский — 3270 ± 100 млн. лет (Pb-Pb изохронный метод) и для гранито-гнейсов у р. Чары — 2900 ± 100 млн лет [Тугаринов и др., 1980]. Известен возраст пород у пос. Нагорного 3150 млн. лет (Pb-Pb изохрона по цирконам), поздние оторочки тех же цирконов дают возраст 2600 млн. лет [Неймарк и др., 1981]. Возраст каларских анортозитов оценивается в 2,8 млрд. лет. Согласно Pb-Sr изохронным определениям намечается также поздняя изохрона — 2,6 млрд. лет. Такой же возраст определяется для позднего гранулитового метаморфизма в древних глыбах внутри Становой зоны по данным В.И. Шульдинера [1982]. Для Олонгдинского зеленокаменного пояса Олекмо-Становой зоны по цирконам из метавулкаников получено 2950 млн. лет, а для прорывающих их гранодиоритов 2700 ± 200 млн. лет [Другова и др., 1981].

Возраст Удокано-Патомского подвижного пояса наиболее подробно и обоснованно обсуждался в последнее время В.С. Федоровским [1982]. Несомненно, это — нижнепротерозойские образования, относящиеся к возрастному рубежу 2–1,8 млрд. лет, возрастными аналогами свекофенских и карельских (ятулийских) образований Балтийского щита.

Наконец, Ачитканский вулканический пояс и разновозрастные с ним плутоны гранитов рапакиви отвечают времени 1,7–1,6 млрд. лет и параллелизуются с такими же готскими орогенными образованиями и рапакиви-анортозитовой формацией Восточно-Европейского кратона.

Обратимся к конкретным характеристикам каждого подвижного пояса Витимо-Алданского щита.

Алданская подвижная область (3,5–3,3? млрд. лет)

Поле развития алданид занимает высокоподнятую кристаллическую глыбу, традиционно именуемую Алданским щитом, которую все же правильнее называть Алданским массивом, занимающим древнее ядро обширного Витимо-Алданского щита (рис. 8).

Алданский массив ограничен с запада Олекминской, с юга Становой и с востока Джугджурской-и Батомгской складчатыми зонами, слагающими более молодой Олекмо-Становой подвижный пояс, который срезает субмеридиональные структуры алданского архея.

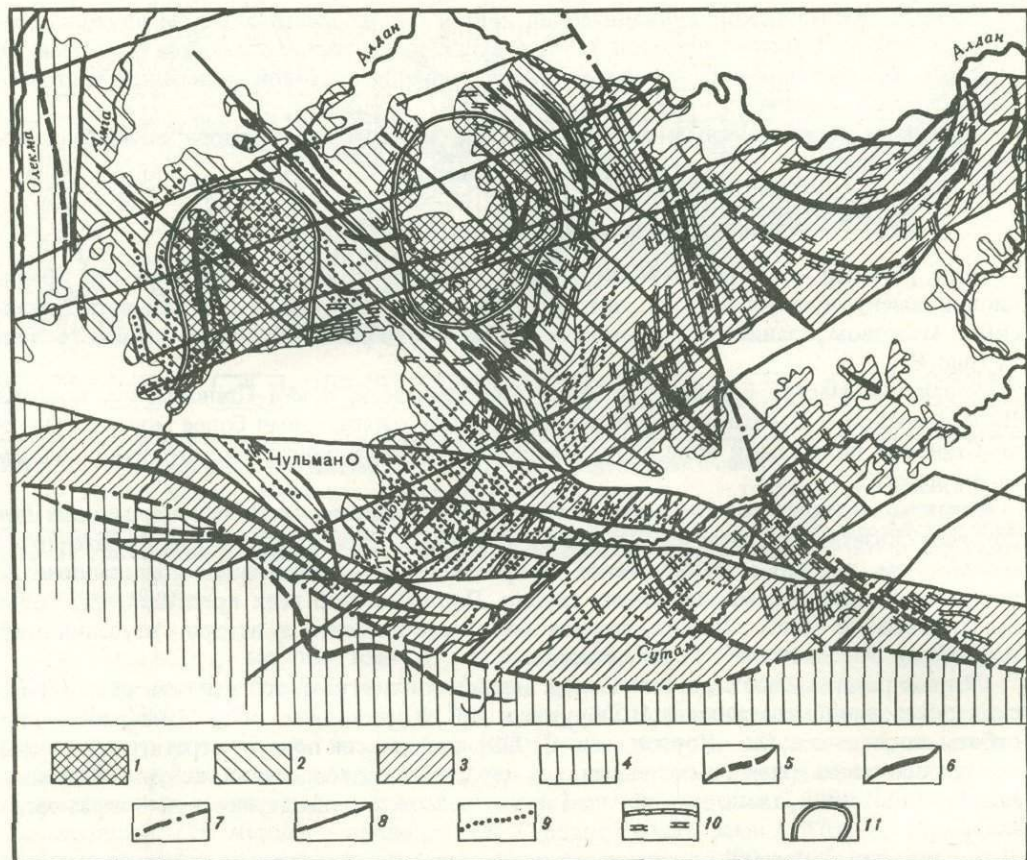
Взгляды на геологическое строение Алданского массива очень противоречивы. Достаточно сказать, что сейчас насчитывается не менее 22 стратиграфических и неотектонических схем, так что составить какое-то простое и непротиворечивое представление о геологии Алданского массива очень трудно. Полный обзор всех представлений занял бы чрезвычайно много страниц, однако некоторые моменты в истории изучения этой территории очень важные и определяющие.

Основы современных геологических знаний этого огромного выступа докембрийских образований заложили В.А. Обручев и Д.С. Коржинский, особое значение имели работы последнего. Д.С. Коржинский [1939] предложил первую стратиграфическую схему алданского архея с выделением трех известных подразделений: иенгрской гнейско-кварцитовой серии, тимптонской — сланцево-гнейсовой и джелтулинской — мраморно-гнейсовой.

Послевоенный период исследований тесно связан с площадными картировочными работами. Унифицированные стратиграфические схемы для целей картирования разрабатывались Н.В. Фроловой, Е.М. Лазько, Ю.К. Дзевановским. В это время получила распространение концепция простого моноклиального залегания толщ с последовательным наращиванием разреза с запада на восток от бассейна р. Олекмы к Центральному Алдану, к р. Тимптон и далее на восток к бассейну р. Учур. Выделено огромное количество местных свит и подсвит, объединяемых в три традиционные серии: иенгрскую, тимптонскую и джелтулинскую при колоссальной мощности простого моноклиального разреза. Позже детальная разработка провинциальных стратиграфических схем для целей картирования была продолжена И.М. Фрумкиным в Якутском геологическом управлении.

В научном плане огромное значение имели тематические исследования сотрудников Лаборатории докембрия АН СССР под руководством Н.Г. Судовикова, петрологические работы А.А. Маракушева и С.П. Кориковского, а позже петрологические исследования В.И. Кицула и структурные исследования В.Л. Дука.

Следует сказать, что идея простого моноклиального строения региона с наращиванием разреза с запада на восток очень долго была господствующей. Положение изменилось после опубликования работы Л.М. Минкина [1960], который впервые выделил на Алданском массиве в качестве структур высшего порядка крупные изометричные антиклинальные области — например, Нижнетимптонский купол диаметром около 100 км. Это чрезвычайно интересный неотектонический элемент в геологии Алданского массива, важность которого подчеркивается в последующих работах Н.Г. Судовикова и др. [1962], О.В. Грабкина [1965], Л.И. Салопа и Л.В. Травина [1974]; последние рассматривают всю структуру алданского архея как систему складчатых овалов и куполов и разделяющих их линейно-складчатых образований.



Р и с. 8. Геологическая схема Алданского массива, по И.М. Фрумкину [1967], с изменениями

1 — плутонические поднятия Нижнетимптонского и Верхнеалданского куполов; 2-4 — комплексы: 2 — иенгрский, 3 — тимптоно-джелтулинский, 4 — олекмо-становой; 5, 6 — оси; 5 — синклинорий, 6 — антиклинорий; 7, 8 — разломы: 7 — глубинные, 8 — прочие; 9 — кварциты; 10 — мраморы и кальцифиры; 11 — границы куполов

Наконец, в настоящее время начинают преобладать представления о крупноблоковом строении Алданского массива. Геологические разрезы внутри блоков индивидуальные и не похожи один на другой, в связи с чем встает сложнейший вопрос их взаимной корреляции. Корреляция стратиграфических разрезов различных блоков не решается просто и прямолинейно, поскольку в блоках обособляются структурно-фациальные зоны с комплексами пород различающегося состава.

В работах И.М. Фрумкина [1967; 1970] давно проводится мысль, что в блоках Алданского массива мы видим разрезы различных структурно-фациальных зон древнейшей геосинклинальной области. Взгляды этого исследователя на протяжении 25 лет непрерывно изменялись и эволюционировали в связи с накоплением новых материалов и углублением представлений. Однако во всех работах неизменным оставалось деление алданского архея на два разновозрастных геосинклинальных комплекса: более древний иенгрский в центральной части щита и более молодой тимптоно-джелтулинский в восточной его половине.

В.И. Кицул [1972] так же говорит о двухчленном строении алданского архея, однако в других объемах и вкладывает в эти подразделения другой геологический смысл. Анализ геологических разрезов различных блоков, проведенный В.И. Кицулом и А.Н. Зедгенизовым [1979], показал, что наиболее глубоко эродированные блоки сложены бескарбонатными толщами, а менее эродированные — карбонатсодержащими. Одновре-

менно кварциты почти никогда не ассоциируют с мраморами и относятся к нижним частям алданских разрезов. Таким образом, толщи с мраморами и карбонатными породами представляют собой верхние завершающие части алданских разрезов. Таким образом, обособляются два разновозрастных комплекса: более древний бескарбонатный — иенгрский и более молодой, карбонатсодержащий — джелтулинский.

В отличие от предыдущих схем с двухчленным делением стратиграфического разреза Л.И. Салоп и Л.В. Травин [1974] представляют алданский разрез единым без внутренних перерывов, сложенным единой алданской серией с подразделением на иенгрскую, тимптонскую и джелтулинскую подсерии, которые в свою очередь делятся на целый ряд дробных местных свит. Аналогичным образом Р.Ф. Черкасов [1979] разрез алдана представляет единым в составе традиционных свит: иенгрской, тимптонской и джелтулинской, которые распространены на всей территории, залегают одна на другой согласано и закономерно, образуя мегаритм. По латерали в различных структурно-фациальных зонах в свитах намечаются различия в объемах и вещественных характеристиках выделяемых стратиграфических подразделений.

По-видимому, попытку создания единой унифицированной стратиграфической схемы, справедливой для всего Алданского массива, следует считать чрезвычайно трудной, если не бесперспективной. Как становится понятным, главнейшее стратиграфическое значение имели разрезы по р. Тимптон на стыке двух существенно различающихся региональных структур: с одной стороны, огромного нижнетимптонского купола, который несомненно представляет собой интрагеоантиклинальный элемент Алданского подвижного пояса, а с другой — системы простых линейных складчатых региональных структур интрагеосинклинальной области, распространенных с восточной стороны. Бесспорно, что геология Алдано-Тимптонского и Тимптоно-Учурского междуречий различается существенно и кардинально. Как известно, в такой ситуации разрезы внутренних геоантиклинальных и геосинклинальных структурно-фациальных зон исследователи чаще всего ставят один на другой, и реже рядом. Так и здесь при вертикалистской ориентации комплекс Алдано-Тимптонского междуречья считают нижним этажом, а комплекс Тимптоно-Учурского междуречья — верхним этажом алданского архея. При горизонталистской ориентации метаморфические комплексы того и другого региона параллелизуют.

Следует отметить, что поскольку мы имеем дело с древнейшим аналогом подвижного пояса, то в нем параллельно с хорошо стратифицируемыми осадочно-вулканогенными разрезами внутренних прогибов должны существовать и области внутренних поднятий с плутоническими сериями первичных магматических пород.

Обособление внутренних геосинклинальных и геоантиклинальных структур на территории Алданского кратона намечено в работе Р.Ф. Черкасова [1979], причем автор подчеркивает и вещественные их различия, заключающиеся в том, что синклиновые комплексы более мафические (в них преобладают основные вулканыты), а антиклинорные более сиалические (в них преобладают кислые плутонические породы, возможно "серые" гнейсы).

В последнее время В.И. Кицул и А.Н. Зедгенизов [1979] различают в составе Алданского массива нестратифицируемые и стратифицируемые образования. Нестратифицируемые — это обширные площади гранито-гнейсов, чарнокито-гнейсов, тневых мигматитов и гнейсо-гранитов, слагающих центральные части крупных купольных структур. Несомненно, что наиболее интересны структуры Нижнетимптонского купола диаметром около 100 км и соседствующего с ним Верхнеалданского купола.

Новое понимание геологии Алданского массива внесли структурные исследования, выполненные В.Л. Дуком, В.В. Балаганским, Л.Н. Богомоловой совместно с В.И. Кицулом и А.Н. Зедгенизовым. Эти специальные структурные исследования позволяют выявлять разновозрастные нисходящие ряды структурных форм, объединяемых в циклы, которые соответствуют крупнейшим геологическим этапам формирования сложно-складчатых метаморфизованных комплексов. Исследования структур были проведены на ряде детальных участков в разных частях Алданского массива и выявили разновоз-

растные ряды структурных форм, являющихся характеристиками тектонических этапов. Корреляция деформационных событий, зафиксированных на детальных участках Алданского массива, позволяет раскрыть их историю.

По-видимому, следует говорить о четырех крупных деформационных циклах, проявленных на территории Алданского массива. Два собственно алданских, третий отвечает становому, а четвертый — удокано-патомскому времени. Перечислим их от самых молодых к наиболее древним.

1. Самый последний четвертый деформационный цикл проявился на Алданском массиве в связи с формированием самого молодого трогового комплекса (в чульманском, субганском, ярогинском щелевом трогах) и соответствует времени заложения соседнего Удокано-Патомского подвижного пояса, т.е. времени наибольшей активности около 2—1,8 млрд. лет назад. В это время Алданский массив в основном был консолидирован и зонами разломов раскалывался на блоки. В межблоковых щелевых впадинах откладывался так называемый троговый (сахаборский) комплекс, и складчатым деформациям подвергались главным образом вулканогенно-осадочные образования внутри трогов. Этот этап тесно связан с прогрессивным метаморфизмом субганского и чульманского комплексов, становлением чульманских гранитов и разрывными нарушениями более древнего кристаллического основания алданид, которые в это время испытывают главным образом дизъюнктивные деформации и диафторез гранулитов в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

2. Более ранний третий деформационный этап алданских пород отвечает становому времени, он осуществлялся параллельно с основными активными процессами метаморфизма и плутонического магматизма в соседнем Олекмо-Становом подвижном поясе. По-видимому, это время близко к уровню 3,1—2,6 млрд. лет. Подробно все деформационные этапы третьего цикла хорошо описаны для Сутамского блока, непосредственно примыкающего в Становой зоне [Дук и др., 1975; Балаганский, 1979]. Как пишут сами авторы, третий цикл деформаций на Алданском массиве соответствует становой складчатости — становидам. Складчатые структуры третьего деформационного цикла с многократной системой складок распространены повсеместно на Алданском массиве. Складчатость сопровождалась региональным метаморфизмом толщ в условиях гранулитовой фации. Здесь очень важен вывод В.В. Балаганского [1979], который проводил исследования и на Алданском массиве и в Становой зоне: "метаморфизм гранулитовой фации, в условиях которого протекали деформации третьего на Алданском массиве цикла, одновозрастен с метаморфическими процессами Становой зоны, осуществлявшимися вначале в условиях фации альмандиновых амфиолитов, а затем — низкотемпературной амфиболитовой фации" (с. 44).

В становое время более древняя область Алданского массива не была окончательно консолидирована. Массив в это время подвергся очень глубокому погружению, все древние комплексы претерпели интенсивную деформацию с полным циклом нисходящего ряда структурных форм с региональным метаморфизмом погружения в условиях гранулитовой фации. Одновременно происходило формирование становых гранитов и новое плавление, обновление и регенерация гранитоидных плутонов в самом теле Алданского массива. Важно отметить также замечание В.В. Балаганского, что интенсивность деформационных событий третьего цикла с характерным этапом вертикального сжатия затухает по мере удаления от границы Становой зоны, как в области Сутамского блока, так и западнее в хр. Зверева. Заметим, что в этом же направлении снижается степень гранулитового метаморфизма.

3. Еще более древний второй деформационный цикл отвечает уже собственно алданскому времени формирования Алданского подвижного пояса. Можно только предполагать, что это время гораздо древнее 3 млрд. лет. Предыдущие становые деформации третьего цикла и гранулитовый метаморфизм станового времени должны были сильно затухать собственно алданские деформации, но как мы видим, все же алданский деформационный цикл вполне выявляется методами структурных исследований.

Складчатые деформации второго цикла с основными системами северо-западных

складок обнимают все главные вещественные комплексы Алданского щита (за исключением унгринского клина и молодых троговых образований). Среди структурных образований второго цикла выделяются четыре этапа деформаций. Это обычный нисходящий ряд структурных форм от ранних изоклинальных складок, устанавливаемых по изгибанию различного рода полосчатости, потом складки со смятой полосчатостью и сланцеватостью вертикальной ориентировки и завершающей изоклинальной складчатостью, когда все плоскостные элементы принимают субгоризонтальное положение. Как указывает В.Л. Дук, все известные, наиболее крупные складчатые структуры центральной части Алданского массива образованы во второй этап деформаций и принадлежат к структурным формам второй генерации. Их формирование происходило одновременно с обособлением в качестве структурной формы высшего порядка Нижнетимптонской куполовидной структуры.

Важно отметить, что второй цикл заканчивается вертикальными блоковыми движениями, сопровождающимися зонами вторичного расланцевания, а в Сутамском блоке в конце второго цикла происходит внедрение трещинных даек основного и ультраосновного состава, т.е. в конце второго цикла область алданид была уже предварительно консолидирована. Очевидно, в последующее станое время глубоко погружение массива приводит к новому размягчению субстрата и наложению третьего станое цикла складчатых деформаций на предварительно консолидированный массив Алданской подвижной области.

4. Наконец, самый древний первый деформационный цикл установлен и выделен только в центральной части Алданского массива на участках работ, непосредственно примыкающих к Нижнетимптонской купольной структуре. Этот самый ранний деформационный цикл установлен в ограниченных реликтовых формах, он не имеет полного ряда структурных форм и отмечается только по самым ранним проявлениям кристаллизационной сланцеватости. Подробное описание структурных форм первого деформационного цикла отсутствует. Как пишет В.Л. Дук, наши сведения ограничиваются лишь констатацией факта его существования, но не позволяют привести сколько-нибудь удовлетворительного его описания.

Примечательно, что на Алданском массиве устанавливается отчетливая региональная зональность гранулитового метаморфизма, наиболее сильного в непосредственной близости к Олекмо-Становому поясу и снижающегося по мере удаления от него.

Впервые наличие такой крупной региональной метаморфической зональности было подмечено А.А. Маракушевым с выделением сутамской и алданской субфаций гранулитового метаморфизма. Позднее эта зональность была уточнена В.И. Кицулом [1971, 1972] и сейчас трактуется в следующем виде.

Южная метаморфическая зона, включающая южную краевую часть массива (Тырканский, Сутамский, Зверевский, Тангракский блоки), характеризуется проявлением максимального гранулитового метаморфизма в биотит-силлиманит-гранат-ортоклазовой минеральной фации, так как кордиерит встречается здесь только как наложенный минерал в виде реакционных кайм вокруг граната (Тырканский, Зверевский блоки). Это зона повышенной глубинности (железистость граната $F_{Гр} \leq 60$). Наиболее глубоко эродированным в Южной зоне является Сутамский блок, поскольку в нем встречена наиболее глубинная ассоциация гиперстена с силлиманитом, в которой железистость граната (37,3) минимальна.

В Восточной зоне максимальный гранулитовый метаморфизм отвечает биотит-силлиманит-гранат-ортоклазовой минеральной фации, по температуре пограничной с биотит-кордиерит-гранат-ортоклазовой фацией, поскольку в ней встречаются парагенезисы с одновременным присутствием кордиерита, силлиманита и биотита и отсутствуют парагенезисы кордиерита с гиперстеном. По железистости граната в ассоциации с кордиеритом и силлиманитом данная зона подразделяется на глубинную ($F_{Гр} = 65-60$) и повышенно-глубинную ($F_{Гр} = 60$). Последняя характерна для блоков, сложенных бескарбонатным гранулитовым комплексом, а глубинная — для межблоковых участков, сложенных карбонатсодержащим гранулитовым комплексом.

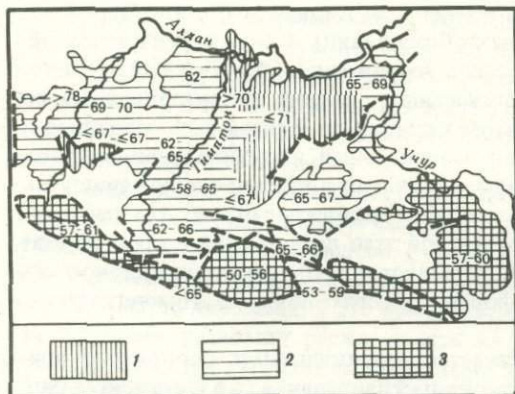


Рис. 9. Схема размещения субфаций гранулитовой фации Алданского массива по В.И. Кицулу и В.С. Шкодинскому [1976]

1-3 - субфации давлений: 1 - умеренных, 2 - повышенных, 3 - высоких (цифры - минимальная железистость граната, %)

В Западной метаморфической зоне гранулитовый метаморфизм в высокоглиноземистых гнейсах отвечает биотит-кордиерит-гранат-ортоклазовой минеральной фации, по температуре близкой к пограничной с гиперстен-кордиерит-гранат-ортоклазовой минеральной фацией, парагенезисы которой изредка встречаются в данной зоне. Закономерное

изменение железистости граната в ассоциации с кордиеритом с запада на восток в пределах Западной зоны позволяет подразделить ее на относительно малоглубинную ($F_{гр} = 75-78$, бассейн р. Чуги), умеренно глубинную ($F_{гр} = 65-70$, бассейн р. Алдана) и глубинную ($F_{гр} = 65-60$, правобережье р. Тимптона) части.

Региональная зональность гранулитового метаморфизма отражена на схеме (рис. 9). Прямое сопряженное изменение температуры и давления гранулитового метаморфизма заставляет связывать условия гранулитового метаморфизма с изменением глубинности, т.е. с погружением щита и особенно сильным погружением его края, примыкающего к Олекмо-Становой складчатой системе. Погружение сиалических блоков всегда предполагает и их последующее поднятие, всплывание. Поэтому сейчас мы видим латеральное сочетание пород разной степени метаморфизма.

Остановимся теперь на магматизме Алданского массива. Несмотря на чрезвычайно сильный региональный метаморфизм, первичное происхождение большинства алданских пород магматическое. Необходимо рассмотреть плутонический серогнейсовый комплекс тоналитов и трондьемитов и вулканические серии пород, слагающие стратифицированные гранулитовые толщи алданского архея.

Плутонический серогнейсовый комплекс Алданского массива обнажается в структурных подразделениях Нижнетимптонского и Верхнеалданского куполов. Внутреннее строение куполов сложное и до конца не расшифровано. Слагающие центр купола породы выделяются под общим названием верхнеалданской свиты. Это главным образом гранито-гнейсы, слагающие обширные поля, в которых отдельными фрагментами разных форм и размеров рисуются небольшие пачки кварцитов, высокоглиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев.

Абсолютно преобладающие в куполе гранито-гнейсы представлены лейкократовыми гранитоидного облика породами средне- и мелкозернистого сложения и гнейсовидной текстуры. Наибольшим распространением пользуются биотитовые гранито-гнейсы, реже встречаются биотит-амфиболовые, амфибол-диопсидовые и гиперстен-биотитовые разновидности. По-видимому, большинство гранито-гнейсов не является первичными образованиями, они претерпели регенерацию в позднее время. Так, изотопные исследования [Зайцев, Кицул, 1980] показывают, что Rb-Sr изохрона гранито-гнейсов отвечает возрасту 2733 ± 44 млн. лет, что, по мнению авторов, соответствует времени ремобилизации гранито-гнейсов в период диастрофизма. Высокое первичное отношение $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = 0,711$ указало на длительную предысторию и позволило рассчитать первичный возраст пород, превысивший 3230 млн. лет.

На комплекс гранито-гнейсов верхнеалданской свиты ложится федоровская свита. Структурные исследования доказали существование структурного несогласия между федоровской свитой и нижележащими гранито-гнейсами верхнеалданской свиты. Ранее на несогласные соотношения указывали местные геологи В.А. Груздев и И.Д. Ворона, позже к такому же заключению пришел И.М. Фрумкин. Несогласие это очень важное, оно показывает, что облекающая Нижнетимптонский купол федоровская карбонат-

но-сланцевая толща трансгрессивно накладывается на гранито-гнейсы. Складчатые структуры федоровской свиты конформны к купольной структуре Нижнетимптонского купола. Несомненно, мы имеем здесь типичный пример окаймленного купола, когда при последующей складчатости верхний трансгрессивный перекрывающий комплекс обжимает плутон и внутренняя структура его становится согласной с облегающим его поздним комплексом.

В вещественном выражении федоровская свита представлена различными пироксеновыми кристаллическими сланцами и гнейсами, известково-силикатными породами, заключающими в себе многочисленные пласты и линзы карбонатных пород. В верхней части усиливается значение биотит-гранатовых и высокоглиноземистых гнейсов. Первичный состав серии вулканогенно-терригенно-карбонатный или пелитово-карбонатный с большим количеством основных и кислых вулканических образований.

Центрально-Алданский кристаллический блок с купольной структурой и облегающей его федоровской свитой отделяется от восточной части щита широкой зоной глубинного разлома. Восточнее зоны разлома в междуречье Тимптон—Учур располагается область линейных складчатых структур, смятых в дугообразную систему чередующихся антиклинориев и синклинориев, выполненных образованиями тимптонской и джелтулинской серий. Впервые дугообразная система была выявлена И.М. Фрумкиным в конце 50-х годов. Он объединил эту область в тимпотно-джелтулинский комплекс, состоящий из серий, слагающих единый разрез. Действительно, их структурный план в общем согласный. Смена пород одной серии породами другой происходит постепенно, никаких базальных образований в основании джелтулинской свиты не наблюдается. Аналогичным образом Р.Ф. Черкасов [1979] не видит признаков региональных несогласий внутри этой структурно-фациальной зоны и считает, что переходы между сериями постепенны.

Обращаясь к тимпотно-джелтулинскому комплексу Тимпотно-Учурского междуречья мы видим, что нижняя сланцево-гнейсовая часть разреза характеризуется значительной ролью в разрезе основных пород, представленных пироксеновыми кристаллическими сланцами, переслаивающимися с пироксеновыми и биотит-гранатовыми гнейсами. Выше увеличивается роль гранулитов и гранат-гиперстеновых и биотит-гранатовых гнейсов. Верхняя карбонатно-гнейсовая часть разреза характеризуется широким развитием линз и прослоев мраморов, кальцифиров, известковистых и высокоглиноземистых пород среди биотит-гранатовых и пироксеновых гнейсов и амфиболитов.

Важнейшим моментом стратиграфии архейских образований Алданского щита явилось признание большинством геологов прямой корреляции федоровской свиты, развитой в Алдан-Тимптонском междуречье, и джелтулинской серии, развитой восточнее и в Тимптон-Учурском междуречье. Если раньше федоровская свита считалась гораздо более древней, наращивающей иенгскую серию, на которую уже потом ополжились тимптонская и джелтулинская серии, то сейчас все соглашаются с ее поздним наложенным характером на Центрально-Алданскую область и считают одновозрастной с джелтулинской серией, развитой на востоке щита. Таким образом, карбонатно-гнейсовый комплекс и федоровской, и джелтулинской серий является единым и стратиграфически завершающим разрез архея всего щита.

Обратим внимание на то, что геологическое положение этого комплекса в центральной и восточной частях щита оказывается двояким. В Центральном Алдане этот карбонатно-сланцевый комплекс ложится с несогласием на положительную структуру Нижнетимптонского купола, окаймляя его со всех сторон. А в восточной части щита этот комплекс является завершающим членом единого тимпотно-джелтулинского вулканогенно-осадочного разреза, собранного в линейную складчатую систему. Таким образом, ситуация весьма похожа на рассмотренное выше положение карбонатно-гнейсовой хапчанской серии Анабарского щита с несогласным залеганием этой серии на гранито-гнейсовых куполах в западной части щита и согласным завершающим ее положением в складчато-линейных структурах восточной части щита.

Итак, в архее Алданского щита намечаются литостратифицируемые комплексы,

Химический состав пироксеновых серых гнейсов с р. Амедичи
Алданского щита (анализы В.И. Кицула)

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Сред- нее из 10 (2-11)
SiO ₂	53,32	67,43	68,52	70,54	70,58	72,10	73,07	73,74	73,79	75,59	77,70	69,86
TiO ₂	1,02	0,78	0,94	0,38	0,40	0,44	0,27	0,04	0,30	0,21	0,15	0,48
Al ₂ O ₃	20,16	14,42	13,37	12,28	12,73	12,40	11,22	13,62	12,25	11,45	11,66	13,39
Fe ₂ O ₃	—	0,39	0,40	4,03	1,88	3,05	2,59	—	0,53	2,88	0,74	1,57
FeO	2,09	5,01	5,44	2,22	4,93	1,90	2,75	2,52	3,47	0,55	0,43	3,08
MnO	0,12	0,06	0,10	0,09	0,10	0,07	0,05	0,02	—	—	0,08	0,07
MgO	1,76	0,94	0,59	0,11	—	—	0,54	—	0,10	—	0,23	0,39
CaO	7,81	2,96	2,78	1,13	1,35	1,14	1,05	0,89	0,70	0,54	0,63	2,03
Na ₂ O	4,52	3,13	3,67	4,23	3,29	3,48	3,27	4,20	3,32	2,94	2,22	3,60
K ₂ O	1,55	4,29	3,39	4,77	5,13	5,17	4,98	4,67	4,93	5,55	5,58	4,44
P ₂ O ₅	0,33	0,19	0,19	0,05	0,01	—	0,06	—	—	—	—	0,13
Rb	30	50	80	120	70	180	200	120	140	270	—	130
Sr	30	160	100	15	25	25	25	100	30	200	—	100
Ba	200	900	900	600	500	500	140	700	450	260	—	700
Zr	280	520	540	500	940	900	940	390	520	170	—	590
V	58	20	50	2	5	5	3	7	3	5	—	15
Co	18	11	10	8	3	10	7	1	2	2	—	2
Ni	10	7	11	11	5	3	10	9	10	12	—	9
Sc	18	5	6	33	5	3	3	3	1	2	—	8

Примечание. Образцы расположены в порядке увеличения кремнеземистости.

представленные формациями внутренних впадин, заполненных вулканогенным и осадочным материалом, и параллельные им формации куполов, сложенных плутоническими серогнейсовыми образованиями. Разрезы впадин относительно просты и могут быть расчленены с большой степенью детальности. Наоборот, купольные поднятия устроены гораздо сложнее и здесь вряд ли возможна стратиграфия в ее традиционном понимании как системы последовательных напластований свит и серий. Можно предполагать, что в составе крупных плутонических поднятий могут быть выделены разновозрастные комплексы пород: 1) первичные плагиогранитные плутоны, представленные в настоящее время серыми гнейсами; 2) гораздо более молодые калиевые граниты, мигматиты и гранито-гнейсы, возникшие при регенерации древнего материала в позднюю стадию; 3) фрагменты древних пород — полосчатых сланцев, гнейсов и кварцитов — внутри гранито-гнейсовых полей. Они могут быть реликтами кровли купола или, наоборот, реликтами наиболее древних образований Алданского щита. Не случайно именно в них зафиксированы следы наиболее древних деформаций, нигде больше на Алданском щите не проявленных.

Химический состав серых гнейсов и гранито-гнейсов Нижнетимптонского и Верхнеалданского куполов известен. Мы обратились к аналитическим материалам В.И. Кицула и Г.М. Друговой, причем выбирали анализы только гиперстенсодержащих образцов, т.е. образцов, претерпевших метаморфизм гранулитовой фазии, но не затронутых процессами позднейшей регенерации. Так же как и в серогнейсовом комплексе Амйтсок Западной Гренландии, здесь обособляются породы двух серий: нормальной щелочности и бедной калием.

Как пример нормальной серии мы отобрали анализы гиперстенсодержащих гнейсов из района р. Амедичи внутри Верхнеалданского купола (табл. 10) и построили вариационную диаграмму (см. рис. 5), которая оказалась подобной диаграммам серых гней-

Химический состав серых гнейсов верхнеалданского комплекса
[Другова и др., 1984]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Среднее
SiO ₂	62,64	64,48	64,58	64,75	64,92	67,12	67,38	67,70	67,80	70,00	71,90	72,01	67,11
TiO ₂	1,44	1,02	0,62	0,32	0,69	0,17	0,76	0,61	0,61	0,52	0,32	0,34	0,59
Al ₂ O ₃	14,39	13,35	14,49	12,95	14,99	18,05	12,93	14,02	14,02	12,63	13,60	12,40	14,15
Fe ₂ O ₃	3,91	0,64	0,70	1,12	0,76	0,76	0,58	1,58	1,58	1,67	1,32	0,74	1,28
FeO	4,37	6,73	5,06	4,61	4,86	0,92	5,89	4,41	4,41	4,52	1,49	2,64	3,93
MnO	0,12	0,15	0,11	0,14	0,13	0,01	0,10	0,07	0,07	0,09	0,01	0,09	0,09
MgO	2,65	4,07	3,43	6,83	3,26	0,57	3,33	2,59	2,59	3,18	1,13	2,10	2,84
CaO	3,96	4,39	4,31	2,98	5,16	2,36	3,37	2,43	2,43	2,65	3,07	3,88	3,46
Na ₂ O	4,00	2,40	3,80	3,67	3,24	6,06	2,24	3,38	3,38	3,66	4,56	2,94	3,73
K ₂ O	1,54	1,25	1,20	1,58	0,73	2,45	1,09	1,20	1,20	1,06	1,21	0,92	1,37
P ₂ O ₅	0,43	—	0,19	0,06	0,08	0,05	0,17	0,13	0,13	0,03	0,10	0,03	0,10

Примечание. Образцы расположены в порядке увеличения кремнеземистости.

сов Анабарского щита, а также серых гнейсов нормальной серии Амитсок и Уивак II. Для алданских гранито-гнейсов также характерны повышенные калиевость и общая щелочность, щелочно-известковый индекс 57, большая редкость основных членов и отсутствие средних разностей с интервалом кремнеземистости 52–65%, т.е. бимодальность состава. Все это заставляет прийти к выводу, что гранито-гнейсы Центрально-Алданского купола также являются аналогами древнейших серогнейсовых комплексов.

Серия бедных калием серых гнейсов была изучена и проанализирована Г.М. Друговой с соавторами [1984] в верховьях р. Алдана выше Грековского порога (табл. 11). Это мелко- и среднезернистые однородные биотит-гиперстеновые плагиогнейсы. От гранитов они отличаются пониженной кремнеземистостью, повышенным содержанием фемических окислов, очень низким содержанием К. Сравнивая нормальную и бедную калием группы, можно видеть, что различаются они не только по количеству К, но и Са, причем одну группу необходимо относить к гранодиоритам и трондёмитам, а другую к тоналитам.

Таким образом, из первичных (догранулитовых) магматических ассоциаций Алданского массива выделяется плутонический серогнейсовый комплекс, представленный серией бедных калием пород тоналитового состава и нормальной серией пород гранодиоритового состава.

Как уже неоднократно говорилось, гнейсовый материал Нижнетимптонского купола в значительном объеме был регенерирован с широким развитием биотитовых и аляскитовых гранитов. Время этой регенерации определено совершенно точно 2733 ± ±44 млн. лет (Rb-Sr изохрона). Несомненно, что характеристика всего верхнеалданского плутонического комплекса была бы неполной без анализов таких регенерированных калиевых гранитов (табл. 12). Как можно видеть, это высококалиевые граниты с преобладанием К над Na при очень низком содержании Са и всех фемических окислов. Даже если предположить, что они возникли при переплавлении древнего гранито-гнейсового материала, то такое переплавление должно было сопровождаться большим притоком щелочных элементов.

Калиевые граниты и их мигматиты охватывают не только гранито-гнейсовый купол, но и облегающую его покрывку. Подробная характеристика аляскитовых гранитов и их мигматитов в федоровской свите дана З.И. Петровой [Метаморфический комплекс..., 1975], некоторые средние данные по их составу приводятся в табл. 12.

Таблица 12

Средний химический состав аляскитовых гранитов
Центрального Алдана [Метаморфический комплекс..., 1975]

Компо- нент	1	2	3	Компо- нент	1	2	3
<i>n</i>	13	18	14	K ₂ O	5,70	5,28	6,57
SiO ₂	73,86	68,08	72,49	P ₂ O ₅	0,02	0,11	—
TiO ₂	0,24	0,35	0,29	Rb	174	130	156
Al ₂ O ₃	13,00	14,20	13,19	Sr	360	360	360
Fe ₂ O ₃	0,73	1,37	1,03	Ba	1600	2030	2240
FeO	2,20	1,12	0,68	Zr	200	—	120
MnO	0,03	0,04	0,01	V	9	30	12
MgO	0,13	1,11	0,36	Cr	—	8	3,4
CaO	1,64	4,19	1,66	Co	4	3	2,6
Na ₂ O	3,13	3,36	3,16	Ni	9	5	3,5

Примечание. 1 — аляскитовые граниты Верхнеалданского купола; 2, 3 — мигматиты и аляскиты федоровской свиты.

Таблица 13

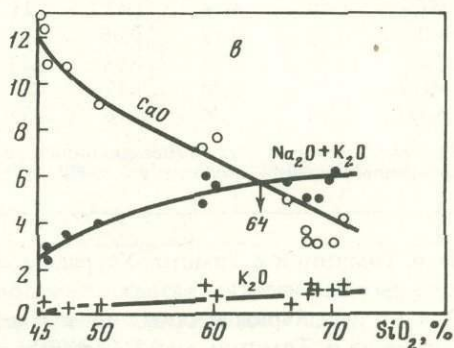
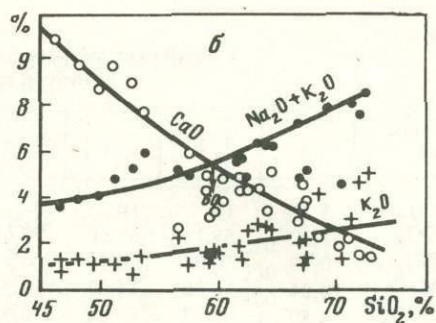
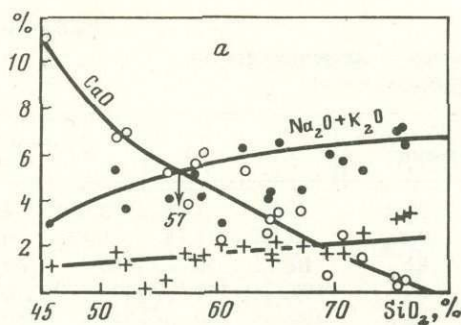
Химический состав кристаллических сланцев
курультинской серии [Моралев 1975]

Компо- нент	1	2	3	4	Компо- нент	1	2	3	4
<i>n</i>	8	8	1	3	K ₂ O	0,55	0,56	0,64	0,48
SiO ₂	46,66	47,62	60,21	68,41	P ₂ O ₅	0,88	0,11	0,09	0,10
TiO ₂	0,53	0,95	0,31	0,30	Rb	10	6,1	4,4	5
Al ₂ O ₃	7,07	16,16	20,15	12,48	Sr	28	200	280	400
Fe ₂ O ₃	3,01	4,87	2,65	2,73	Ba	108	230	310	350
FeO	9,71	0,17	0,82	1,80	Zr	10	24	65	160
MnO	0,19	0,17	0,01	0,03	V	120	300	40	30
MgO	22,85	7,68	1,90	1,39	Cr	2100	140	53	25
CaO	6,96	10,39	7,70	5,08	Co	16	66	10	8
Na ₂ O	1,22	2,54	5,06	4,57	Ni	750	140	40	15

Примечание. 1 — ультраосновные сланцы; 2 — пироксеновые основные кристаллические сланцы; 3, 4 — эндербиты

Касаясь площадного распределения полей калиевых гранитов, надо обратить внимание на выводы Е.П. Максимова и А.Н. Угрюмова [1966] о том, что распределение их не случайно. Отдельные массивы аляскитовых гранитов вытягиваются в цепочки и полосы и трассируют некую регматическую сеть диагонально пересекающихся зон. Это можно понимать так, что вся система купола и облекающей его федоровской свиты была предварительно консолидирована в предстановое время. Во время становой орогении вся эта территория раскалывалась диагональной системой глубинных разломов, новый приток ювенильных гранитизирующих растворов по зонам расколов производил регенерацию и гранитизацию древнего основания и его повторный метаморфизм.

К востоку и югу от Центрально-Алданской купольной структуры в Тимптон-Учурском междуречье, в Сутамском блоке и на хребте Зверева развиты системы линейных складчатых структур, представленных сочетаниями вытянутых антиклинориев и синклинориев. В многочисленных местных свитах здесь представлены стратифицируемые комплексы, сложенные основными кристаллическими сланцами, пироксеновыми и



Р и с. 10. Вариационные диаграммы для кристаллических сланцев и гнейсов желтулинской (а), тимптонской (б) и курультинской (в) серий Алданского массива

гранатовыми гнейсами, переслаивающимися с первично-осадочными породами пелитового, известково-силикатного и карбонатного состава. Объем бесспорно осадочного материала очень невелик, и главная масса основных кристаллических сланцев и гнейсов представляет первично-вулканические образования.

В наиболее эродированных южных блоках на хребте Зверева обнажаются самые нижние этажи вулканогенных кумулятивных впадин. Развитый здесь курультинский комплекс имеет характерное трехчленное строение разреза. В низах курультинского комплекса обособляется мощная толща (2–3 км), где преобладающим развитием пользуются двупироксеновые основные кристаллические сланцы с редкими линзами и прослоями ультраосновных пород и пироксенитов; породы среднего состава — эндербиты — пользуются здесь умеренным распространением. В средней части разреза (мощность до 5 км) доля основных кристаллических сланцев снижается, увеличивается доля пироксеновых плагигнейсов, переслаивающихся с биотит-гранатовыми гнейсами и кварцитами. Завершается разрез мощной толщей кристаллических сланцев и гнейсов, где снова увеличивается доля основных пород, переслаивающихся с гранулитами, гиперстен-гранатовыми гнейсами и осадочными породами пестрого состава от кварцитов и высокоглиноземистых пород до кальцифиров и мраморов.

Имеется очень много силикатных анализов для всех пород Алданского массива, огромные списки таких анализов были собраны Л.И. Кулишом и А.Н. Нееловым, однако геохимических материалов с определениями малых элементов недостаточно. В табл. 13 приведены анализы ультраосновных, основных и средних пород курультинской серии по данным В.М. Моралева [1975]. По анализам можно видеть (рис. 10), что основные кристаллические сланцы являются химическими аналогами толеитовых базальтов и вместе с кислыми породами представляют собой серию вулканических пород известковистого состава (щелочно-известковый индекс 64), причем даже кислые разности содержат очень мало щелочных металлов — К, Rb, Ва. Как и во всех непрерывных вулканических сериях, от основных к кислым породам последовательно увеличивается содержание Zr и снижается количество всех мафических компонентов. По всем химическим признакам нижняя часть курультинского разреза является несомненным аналогом далдынской серии Анабарского щита.

Средний химический состав кристаллических сланцев
и гнейсов тимптонской серии

Компо- нент					Компо- нент				
	1	2	3	4		1	2	3	4
<i>n</i>	5	10	10	2	K ₂ O	1,09	1,61	3,65	4,60
SiO ₂	49,20	59,17	67,60	72,60	P ₂ O ₅	0,35	0,18	0,17	0,05
TiO ₂	0,90	0,98	0,50	0,21	Rb	10	30	60	100
Al ₂ O ₃	14,04	16,08	14,97	14,23	Sr	100	140	130	70
Fe ₂ O ₃	4,50	2,57	1,08	0,76	Ba	100	250	700	950
FeO	5,79	6,16	3,42	2,11	Zr	60	150	200	220
MnO	0,19	0,12	0,08	0,04	V	200	100	20	12
MgO	11,99	3,31	1,84	1,23	Cr	500	160	—	—
CaO	8,78	5,20	3,49	1,54	Co	40	20	10	6
Na ₂ O	2,90	3,50	3,76	2,94	Ni	80	50	8	8

Примечание. 1 — амфибол-двупироксеновые сланцы; 2—4 — гиперстенсодержащие гнейсы. Интервалы кремнеземистости: 1 — < 52, 2 — 52—63, 3 — 63—68, 4 — > 72%.

На р. Тимптон и в Тимптон-Учурском междуречье расположены линейно-складчатые структуры классических разрезов тимптонской и желтулинской серий, которые разделяются на целый ряд местных свит. Стратотипическая местность тимптонской серии находится на р. Тимптон, между устьями рек Желтула и Хатыми. Тимптонская серия сложена очень однородными и однообразными биотит-гиперстеновыми, реже двупироксеновыми плаггиогнейсами (эндербитами), которые составляют не менее 2/3 всей серии; менее 1/3 всего объема приходится на основные кристаллические сланцы, среди которых преобладают амфибол-двупироксен-плаггиоклазовые реже гиперстен-плаггиоклазовые или амфибол-плаггиоклазовые разности. Очень редко встречаются мало-мощные линзы ультраосновных пород и иногда пачки кварцитов. Химический состав пород тимптонской серии представлен в табл. 14. Как можно видеть, это уже щелочно-известковая непрерывная вулканическая серия (щелочно-известковый индекс 59), содержания щелочных элементов K, Rb, Ba несколько выше, чем в курультинской серии, и по химическим особенностям эта вулканическая серия подобна верхнеанабарской серии Анабарского щита.

В низовьях Тимптона, по руч. Кюрикан выделяется кюриканская свита, которая является переходной к вышележащей желтулинской серии. Эта свита имеет уже пестрый состав; характерно переслаивание гиперстеновых плаггиогнейсов с биотит-гранатовыми гнейсами и основными кристаллическими сланцами.

Далее на восток, в Тимптон-Учурском междуречье по р. Суннагын, в ядрах антиклинорий выходят стратиграфические аналоги тимптонской серии. Это нижне- и верхне-суннагинские свиты, также сложенные пироксеновыми плаггиогнейсами и основными кристаллическими сланцами, и венчающая их свита Доллу, состоящая преимущественно из гранулитов.

В Сутамском блоке нижняя сланцево-гнейсовая часть разрезов характеризуется значительной долей основных пород, представленных пироксеновыми кристаллическими сланцами, (переслаивающимися с пироксеновыми и гранатовыми гнейсами (табл. 15). Местами известны самые нижние "толеит-коматиитовые" части разрезов. В средней части разрезов увеличивается доля пироксеновых плаггиогнейсов (эндербитов), верхняя карбонатно-гнейсовая часть разреза характеризуется широким развитием линз и прослоев мраморов, кальцифиров, известково-силикатных и глиноземистых пород среди пироксеновых биотит-гранатовых гнейсов и основных кристаллических сланцев.

Главный стратотип желтулинской серии обнажается между устьем Тимптона и впа-

Средний химический состав сланцев и гнейсов
Сутамского блока

Компонент				Компонент			
	1	2	3		1	2	3
n	7	5	7	K ₂ O	0,36	1,30	2,39
SiO ₂	48,34	57,31	66,77	Rb	5	10	30
TiO ₂	1,22	0,93	0,41	Sr	140	330	300
Al ₂ O ₃	14,27	15,43	15,53	Ba	250	400	600
Fe ₂ O ₃	3,59	2,09	0,78	Zr	30	40	90
FeO	9,39	6,73	3,56	V	184	100	50
MnO	0,20	0,15	0,7	Cr	166	38	22
MgO	6,60	4,17	1,84	Co	36	20	15
CaO	11,26	5,26	2,77	Ni	125	35	20
Na ₂ O	2,62	2,64	3,39				

Примечание. 1 — амфибол-двупироксеновые сланцы; 2—3 — гиперстенсодержащие и дву-
пироксеновые гнейсы.

Интервалы кремнеземистости: 1 — < 52, 2 — 52—63, 3 — 63—68%.

Средний химический состав сланцев и гнейсов желтулинской
серии верховьев рек Алгома и Учур

Компонент						Компонент					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
n	3	2	5	5	6	Na ₂ O	2,52	2,45	3,29	3,47	3,30
SiO ₂	49,47	54,60	59,24	66,08	73,79	K ₂ O	1,40	1,25	1,80	1,88	3,05
TiO ₂	1,82	1,03	0,74	0,72	0,39	P ₂ O ₅	0,25	0,21	0,16	0,12	0,07
Al ₂ O ₃	14,47	17,61	17,10	15,89	13,94	Rb	20	25	40	60	110
Fe ₂ O ₃	3,54	2,37	1,79	1,06	0,72	V	190	170	100	110	66
FeO	8,19	5,80	5,40	4,27	1,67	Cr	170	160	130	100	63
MnO	0,18	0,17	0,12	0,08	0,03	Co	40	30	17	17	9
MgO	4,73	3,38	2,84	2,08	0,61	Ni	40	50	40	40	30
CaO	8,20	5,13	4,67	2,86	1,21						

Примечание. 1 — амфибол-двупироксеновые сланцы; 2—5 — гиперстеновые и двупироксе-
новые гнейсы.

Интервалы кремнеземистости: 1 — < 52, 2 — 52—55, 3 — 55—63, 4 — 63—68, 5 — > 68%.

дающей в него р. Желтулой. Для этой серии чрезвычайно характерны линзы и прослои известково-силикатных и карбонатных пород, переслаивающиеся с биотит-гранатовыми гнейсами, гранулитами, гиперстеновыми гнейсами и основными кристаллическими сланцами. Эта серия широко распространяется на восток и на юг в бассейны рек Учур, Гонам, Сутам и везде хорошо узнается по сочетанию известково-силикатных и карбонатных пород с кислыми гранулитами и основными кристаллическими сланцами.

Гнейсы и сланцы желтулинской серии из верховьев рек Алгома и Учур были проанализированы нами (табл. 16). Здесь основные различия представлены двупироксеновыми кристаллическими сланцами, а средние и кислые породы имеют главным образом состав биотит-гранатовых гнейсов и гранулитов. Как можно видеть из анализов, это вулканическая непрерывная щелочно-известковистая серия (щелочно-известковый индекс 57). От пород тимптонской серии она отличается несколько повышенной глиноземистостью (Al₂O₃ = 17—18% против 14—15%) и повышенной железистостью. Поэтому здесь гораздо более широко развиты гранатсодержащие породы. Комплекс слоистых

Средний химический состав сланцев и гнейсов федоровской свиты
(по данным З.И. Петровой [Метаморфический комплекс... , 1975])

Компонент	1	2	3	4	5	6
<i>n</i>	23	17	14	6	8	20
SiO ₂	49,30	51,00	54,50	55,31	60,50	69,10
TiO ₂	1,17	1,07	0,98	1,16	0,90	0,50
Al ₂ O ₃	18,61	16,75	17,70	19,05	15,90	14,30
Fe ₂ O ₃	4,06	3,38	2,64	2,81	1,64	1,17
FeO	5,45	6,43	5,32	3,69	4,80	3,47
MgO	4,97	5,51	4,40	2,73	3,38	1,90
CaO	9,27	8,53	6,06	6,93	4,78	2,75
Na ₂ O	4,63	4,23	4,45	5,23	4,06	3,28
K ₂ O	1,41	1,24	2,82	1,60	2,06	2,95
Rb	19	27	22	24	101	183
Sr	100	764	495	1037	547	403
Ba	556	603	463	1375	1007	1209
Zr	—	130	171	315	171	184
V	186	238	190	102	151	188
Cr	25	44	55	16	126	64
Co	16	20	17	12	17	15
Ni	14	22	26	11	57	22

пород федоровской свиты также представлен метаморфизованными аналогами базальтов, андезитов, дацитов. Анализы этих пород приведены в табл. 17.

Заключая обзор по химизму алданских пород, можно сделать следующие выводы. В стратифицируемых толщах алданского архея на хребте Зверева, Тимптон-Учурском междуречье и в Сутамском блоке геологические разрезы кристаллических пород в первичном дометаморфическом виде представляли осадочно-вулканогенные толщи с существенным преобладанием вулканических пород над осадочными. Химические анализы пород и вариационные диаграммы (см. рис. 10) показывают, что это непрерывные вулканические серии пород базальт-андезит-дацитового состава. Некоторые различия таких серий намечаются по вертикали, т.е. во времени вулканизм эволюционировал. Нижние части разрезов сложены вулканитами высокоизвестковистой базальт-андезит-дацитовой серии, которая тесно ассоциирует с ультраосновными лавами перидотит-пироксенитовой серии. В средних частях разрезов щелочность вулканитов несколько возрастает. Здесь развиты щелочно-известковистые непрерывные вулканические серии с существенным преобладанием пород андезитового состава над базальтовым и дацитовым. Для верхних толщ, где в разрезах появляются карбонатные породы, характерны известково-щелочные вулканические серии, где усиливается роль самых кислых и основных вулканитов, т.е. появляется контрастность вулканического материала.

Историю развития Алданского подвижного пояса можно представить следующим образом. На гипотетическом основании, реликты которого, возможно, есть среди материала гранито-гнейсовых куполов, закладывался раннеархейский подвижный пояс с системой внутренних поднятий и впадин. В прогибах происходило отложение вулканогенных и хемогенных отложений, причем фациальные вариации по простиранию привели к существованию различных архейских разрезов, представленных кварцито-гнейсовыми, кварцито-сланцево-гнейсовыми толщами иенгрид или сланцевыми и сланцево-гнейсовыми толщами курульгинской и тимптонской серий.

Параллельно с осадочно-вулканогенными впадинами формировались плутонические поднятия, представленные плутоническими породами трондьемитового и тоналитового состава, возможного аналога "серых гнейсов" других материков. Из-за позднейшей

регенерации этот материал плохо сохранился, но его химический состав вполне может быть восстановлен по реликтовым остаткам.

Позже и плутонические поднятия и вулканогенные впадины перекрывались вулканогенно-пелитово-карбонатным комплексом федоровской свиты и желтулинской серии. Эти карбонатсодержащие комплексы несогласно залегают на первичных плутонических поднятиях, но в осадочно-вулканогенных впадинах они продолжают непрерывный процесс осадконакопления от вулканогенно-хемогенных к вулканогенно-терригенным и вулканогенно-пелито-карбонатным отложениям. Поэтому во внутренних впадинах нельзя отчленить эту серию от предыдущих. Нельзя ее также представить и как покровный комплекс, а предыдущие иенгскую и тимптонскую серии как комплекс основания. Классические серии Алданского массива: иенгскую, тимптонскую и желтулинскую, несомненно следует представлять как непрерывный вулканогенно-осадочный комплекс с последовательной и закономерной сменой вулканогенных и осадочных образований, укладывающихся в направленный мегацикл. О вулканизме в таком мегацикле свидетельствуют сугубо известковистые вулканиты с преобладанием толеитовых базальтов с прослоями ультраосновных лав — коматитов, которые сменяются щелочно-известковистыми лавами непрерывных базальт-андезит-дацитовых серий с преобладанием вулканитов среднего андезитового и дацитового состава. В завершающую фазу (в желтулинской и федоровской сериях) усиливается значение кислых и снова основных вулканитов. Плутонические комплексы серых гнейсов формируются параллельно с начальными вулканическими образованиями.

В следующий геологический этап произошла складчатость всего комплекса (второй деформационный цикл), причем все перечисленные серии испытали совместную складчатость. А крупные плутонические поднятия облекались линейными складчатыми формами и образовали первичные купольные структуры по типу окаймленных или "облеченных" куполов.

Таким образом, в развитии Алданского подвижного пояса вполне четко устанавливаются два важных геологических этапа: 1) формирование таких контрастных геологических форм, как плутонические поднятия и осадочно-вулканогенные впадины, и 2) геосинклинальная складчатость с формированием главной структуры крупных первичных куполов и линейных складчатых систем, в которых синклинии и антиклинии вытягиваются преимущественно в субмеридиональном и северо-западном направлении.

Алданский подвижный пояс не испытал эпигеосинклинального орогенеза, по крайней мере для его выделения нет данных. В дальнейшем Алданский подвижный пояс претерпел этап консолидации своих структур.

К моменту формирования соседнего, более молодого Олекмо-Станового подвижного пояса, т.е. ко времени 3,1 млрд. лет назад, область алданид была консолидирована и представляла собой Алданский кратон. В позднем архее на территории Восточно-Сибирской платформы начали существовать вполне стабильные кратоны, такие, как Анабарский и Алданский, в это же время закладывались новые подвижные пояса.

Консолидация и стабилизация Алданского кратона не была полной и окончательной. Во время активных тектонических событий в Олемско-Становом поясе Алданский кратон, особенно его южный край, испытывает глубокое погружение, метаморфизм гранулитовой фации и новый третий цикл складчатости, а также и частичную регенерацию своего материала вдоль внутрикратонных и погранично-кратонных зон глубинных разломов. Но эта активизация связана с событиями в новых позднеархейских подвижных поясах, таких, как Олекмо-Становой.

И наконец, в нижнепротерозойское время, т.е. когда закладывался и формировался Байкало-Патомский подвижный пояс, консолидированный Алданский кратон отреагировал на протерозойскую динамику расколами своего кристаллического основания. Внутрикратонные зоны разломов стали местом заложения самого молодого трогового комплекса, заполненного груботерригенным и частично вулканогенным материалом. Деформации трогового комплекса отвечают четвертому деформационному циклу.

Олекмо-Становой подвижный пояс (3,1–2,6 млрд. лет)

Субширотный пояс становид с юга обнимает более древний Алданский кратон. Его широко вытянутые структуры дискордантны по отношению к субмеридиональным и северо-западным простираниям древних алданских комплексов. Впервые Становой пояс был выделен Д.С. Коржинским в 30-е годы в качестве протерозойских образований — более молодых, чем архейский алданский комплекс. По мнению Д.С. Коржинского, становой комплекс, являясь производным нового самостоятельного тектономагматического цикла, представляет собой не нижнепротерозойские первично-осадочные образования, а мигматизированный и преобразованный фундамент протерозойской геосинклинали, выведенный на поверхность благодаря длительной эрозии. Сами протерозойские осадки вдоль всего Станового хребта смыты или сохранились в небольших впадинах.

Многим геологам — Н.Г. Судовикову, Ю.К. Дзевановскому, А.Н. Неелову — казалось невероятным, что в пределах новой геосинклинальной области большая часть осадков была смыта и повторная перекристаллизация древнего фундамента проявилась столь мощно в широкой (100–300 км) полосе, протягивающейся более чем на 1400 км. Поэтому они рассматривали становиды как самостоятельные супракрустальные образования, прогрессивно метаморфизованные в амфиболитовой фации. В последнее время в связи с обнаружением в становидах многочисленных глыб гранулитового архея и исследованием процессов их регрессивного перерождения представления Д.С. Коржинского были возрождены С.П. Кориковским [1967].

Таким образом, в отношении геологического статуса Олекмо-Становой зоны имеются альтернативные варианты представлений. В.М. Моралев, Л.И. Салоп, С.П. Кориковский, В.С. Федоровский не признают за становым комплексом геологической и структурной самостоятельности и на всей Алдано-Становой области выделяют только катаархей, регенерированный катаархей и торговый комплекс. Напротив, Ю.К. Дзевановский, А.Н. Неелов, Л.И. Красный указывают на геологическую обособленность станового комплекса, дискордантное его положение по отношению к древним алданидам, специфику метаморфизма, магматизма, тектоники и мирагени.

Общее строение пояса достаточно сложное, выделяются несколько его ветвей: центральная становая часть, западная олекминская и восточная джугджурская. Северная часть Олекмо-Становой зоны насыщена плутонами анортозитов, диоритов, калиевых гранитов и обрушенных глыб древних алданид. Создается впечатление, что Олекмо-Становой пояс активно воздействует на край Алданского кратона с обрушением его краев, переработкой отторгнутых глыб, глубоким проникновением зон разрывов и разломов в тело древнего кратона и метаморфизмом его форланда. В данном случае можно определенно говорить о становом орогенном фронте, активно перерабатывающем край кратона.

Южнее и западнее в тылу орогенного фронта формируется иная область с развитыми зеленокаменными впадинами и окружающими их гранитными поднятиями. Это, например, зеленокаменные впадины Тукурингской зоны на юге и Олонгдинская зеленокаменная впадина на западе, которые окружены роями гранито-гнейсовых куполов, что в целом представляет типичную гранит-зеленокаменную область. Поэтому для Джугджуро-Станового подвижного пояса следует говорить о двух сопряженных его частях: орогенном поясе и геосинклинальном гранит-зеленокаменном.

Возрастные данные, о которых уже упоминалось, свидетельствуют о значительном временном интервале формирования пояса, что также говорит о его большой сложности. Так, в северной части возраст раннеархейских орогенных событий, предшествующих этапу заложения зеленокаменных эвгеосинклинальных впадин, определен в 3,2–3 млрд. лет. Заложение зеленокаменных поясов происходило 2,8 млрд. лет назад. Этап эпигеосинклинального орогенеза с массивированной гранитизацией и метаморфизмом амфиболитовой фации датируется 2,6 млрд. лет.

Внутри Становой складчатой зоны на всем ее протяжении очень многочисленны

древние глыбы алданид, метаморфизованные в гранулитовой фации и обычно сопоставляемые с курультинским и зверевским комплексами Алданского кратона. Это глыбы Чогарская, Бомнакская, Утугейская, Брянтинская, Дабакильская, Джугджурская, Талгинская, Ньюжинская, Желтулинская, Амазарская, Мокланская, Нижнетундакская, Усть-Ньюжинская, Каларская и др.

Древние глыбы изучены слабо, и их разрезы коррелируют с трудом. Тем не менее для многих блоков намечается трехчленное строение разрезов, характерное для Зверевского блока Алданского массива. Причем такое же трехчленное строение имеет далеко оторванная глыба Охотского кристаллического массива. Трехчленный разрез, характерный для южного края Алданского щита и многочисленных архейских глыб Джугджуро-Становой зоны, довольно устойчиво выдерживается на большом пространстве. В низах такого разреза преобладают основные кристаллические сланцы, переслаивающиеся с пироксеновыми плагиогнейсами, в средней части доля основных пород сокращается и увеличивается доля средних с прослоями глиноземистых гнейсов и кварцитов, наконец в верхней части вновь увеличивается доля основных пород и появляются известково-силикатные и карбонатные породы. Глыбы алданского архея выступают как комплекс основания для Джугджуро-Станового подвижного пояса. Породы этих глыб, первоначально метаморфизованные в гранулитовой фации, в большей или меньшей степени испытали повторные деформации и наложенный региональный метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации, одновременный с деформациями и метаморфизмом станového комплекса.

Собственно станové образования представлены биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и сланцами, интенсивно мигматизированными, которые объединяются в большое число местных и локальных серий: в западной части это яблоновая и, вероятно, катунгинская серии, в центральной — станová или иликанская, в восточной — купуринская и удско-майская. Внутренняя корреляция и сопоставление этих комплексов чрезвычайно затруднены. Всегда неясен вопрос, самостоятельные ли это образования или преобразованный и регенерированный древний материал. Следует подчеркнуть, что все названные серии, кроме метаморфизованной амфиболитовой фации, испытали также сильнейшую гранитизацию и мигматизацию. Здесь широчайшим распространением пользуются граниты, гранодиориты и мигматиты.

В целом складчатая структура станového массива в целом ее субширотном простирании отличается сложным внутренним строением — сочетанием изометричных купольно-брахиформных блоков, в центральных частях которых сохраняются реликты раннеархейского фундамента, и разделяющих блоки линейно-складчатых структур, которые можно рассматривать как остатки межблоковых прогибов, выполненных ритмичными осадочно-вулканогенными разрезами. Крупнейшие из прогибов: Гилюйский, Купуринский, Гунги́ро-Олекминский.

Так, гилюйский комплекс биотитовых, амфиболовых и высокоглиноземистых гнейсов, сланцев, кварцитов и амфиболитов выполняет грабенообразную впадину и относится к супракрустальным образованиям. Этот комплекс протягивается на расстояние более 600 км. В нижних частях разреза преобладают существенно амфиболовые меланократовые кристаллические сланцы, амфиболиты и плагиогнейсы, сменяющиеся в средней части биотитовыми и амфиболовыми плагиогнейсами, а в верхах разреза — вновь амфиболовыми плагиогнейсами и амфиболитами. В верхних и нижних частях разреза присутствуют пачки и линзы гранатосодержащих гнейсов, кроме того, имеются железисто-кремнистые и карбонатные породы. Реконструкция состава исходных пород показывает, что разрез образован преимущественно вулканогенными породами, которые составляют 3/4 его объема, подчиненное значение имеют породы железисто-кремнистой и кремнисто-карбонатной формации.

Восточнее гилюйского комплекса, между Сивакано-Токским и Чогарскими блоками располагается купуринская серия, очень сходная с гилюйской. Она сложена преимущественно первично-вулканогенными образованиями, которые метаморфизованы

в условиях амфиболитовой фации, и представлена в основном биотит-роговообманковыми сланцами, гнейсами и амфиболитами. Еще далее на восток купури́нский комплекс меняется удско-майским, в котором первично-вулканогенные образования сменяются карбонат-терригенными при подчиненном распространении вулканитов. Аналогичным образом в тунгирской и иликанской сериях преобладают пелитовые образования, представленные биотитовыми и глиноземистыми гнейсами осадочного происхождения.

Купури́нская, иликанская, тунгирская серии слагают сложнодеформированные синклинории субширотного или северо-западного простирания. Для осевых частей синклинориев характерны брахиформные и овалы́ные складки, к краевым частям дислоцированность толщ возрастает, появляются сжатые, опрокинутые и асимметричные складки.

Из явно плутонических пород выделяются небольшие интрузии основных и ультраосновных пород, которые распространены незначительно, участвуют в складчатости, метаморфизованы и мигматизированы. Большим распространением пользуются диориты и гранодиориты (так называемого токсско-алгоминского типа) и мясо-красные граниты аляски́тового типа, пропитывающие субстрат метаморфических пород. Кроме того, выделяются позднестановые граниты, слагающие сравнительно однородные тела с резкими секущими или согласными контактами.

На крайнем юго-западе в олекминской части Становика район Могочинского антиклинория подробно исследован В.И. Шульди́нером [1969]. Могочинский антиклинорий представляет собой крупную положительную структуру на юго-западе Олекмо-Станового подвижного пояса. В ядре антиклинория обнажаются глубокометаморфизованные породы гранулитовой фации. На юге с антиклинорием сопрягается Амазарский синклинорий, а на севере Тунгирский, которые сложены более молодыми образованиями. Оба синклинория различаются в формационном отношении, что дало основание В.И. Шульди́неру относить их к различным структурно-фациальным зонам. Комплексы пород Амазарской впадины характеризуются эвгеосинклинальным типом развития. В разрезе наблюдается чередование основных кристаллических сланцев и амфиболитов с биотит-роговообманковыми гнейсами, которые являются метаморфическими эквивалентами эффузивов при подчиненном развитии терригенных песчано-глинистых пород. Общая мощность разреза оценивается в 5000 м. Тунгирский синклинорий характеризуется разрезами миогеосинклинального типа общей мощностью около 3500 м. В его нижних частях преобладают биотитовые и амфиболовые гнейсы магнезиально-известковистого состава, два верхних разреза сложены хорошо сортированными терригенными образованиями.

Осадочные и вулканические образования Амазарского и Тунгирского синклинориев смяты в серии параллельных складок линейного типа, вытянутых в субширотном направлении. В Тунгирском синклинории линейные складки сочетаются с внутренними купольными структурами, занятыми гранитами. На этой территории выделяются и плутонические комплексы, формирование которых происходило в два этапа. С ранним этапом связано внедрение диоритов и кварцевых диоритов. Поздний этап, совпадавший с заключительными фазами складчатости, характеризовался становлением калиевых гранитов, при этом в условиях пластичных деформаций происходит мигматизация вмещающих толщ. Наконец, имеются и самые поздние граниты, которые внедряются в условиях начавшейся консолидации толщ.

В Тукурингской зоне выделяется желтулакская терригенно-вулканогенная серия мощностью более 2500 м. В ее составе преобладают гравеллиты, песчаники, сланцы с подчиненными основными и кислыми метавулканитами. Региональный метаморфизм пород зональный, в условиях от зеленосланцевой до низких ступеней амфиболитовой фации.

Необходимо отметить, что различия в литологическом составе отдельных становых серий с преобладанием первично-вулканических или первично-осадочных пород послужили основанием выделить зоны внутренних эвгеосинклинальных и внешних миогео-

синклинальных прогибов [Судовиков и др., 1962]. Однако сложность территории и недостаточная изученность разрезов не позволяют сейчас столь конкретно расчленивать всю территорию Джугджуро-Станового подвижного пояса.

Зеленокаменные эвгеосинклинальные впадины Джугджуро-Станового подвижного пояса иногда смешивают с комплексами щелевых трогов, которые заложены гораздо позже, когда вся территория Становой зоны была консолидирована, а рядом формировался нижнепротерозойский Удокано-Патомский подвижный пояс. Так, Олонгдинскую эвгеосинклинальную впадину тоже именовали трогом и относили к нижнепротерозойским образованиям, помещая ее в сводном стратиграфическом разрезе между борсалинским и чульманским комплексами. Геохронологические исследования [Другова и др., 1981] неожиданно выявили очень древний возраст этого комплекса. Так, циркон из прорывающих гранодиоритов дал изохронный возраст 2700 млн. лет, а из кислых олонгдинских вулканитов — 2950 млн. лет. Таким образом, оказалось, что это, несомненно, архейская структура, а ее разрез чрезвычайно характерен для вулканических эвгеосинклинальных образований.

В низах олонгдинского разреза залегает очень мощная (до 950 м) коматиит-базальтовая толща, представленная в настоящее время метаморфизованными ультраосновными породами, амфиболитами и сланцами карбонат-талк-хлорит-актинолитового состава, среди которых встречаются прослои лейкократовых биотитовых плагиогнейсов и кварцито-гнейсов.

Выше по разрезу расположена толща амфибол-плагиоклазовых, биотит-амфибол-плагиоклазовых сланцев с редкими прослоями биотит-хлоритовых и биотит-амфиболитовых сланцев, характерны пласти и линзы амфиболитов и средних пород типа метапорфиритов, мощность этой части разреза 1200 м. В верхней части разреза в толще амфибол-плагиоклазовых сланцев и амфиболитов появляются пачки слюдяно-кварцевых, андалузит-ставролит-гранатовых и фибролит-биотитовых сланцев, гнейсов, слюдяных и железистых кварцитов. Мощность верхней части разреза 600 м. Предполагается, что Олонгдинскую впадину слагают базальты толеитового состава, вулканические ультраосновные лавы — коматииты, средние и кислые вулканические породы — андезиты, дациты и осадочные породы — пелиты, алевролиты, песчаники. Параллельно зеленокаменному эвгеосинклинальному комплексу развиваются плутонические породы, представленные серией изометричных куполообразных тел серых гнейсов тоналит-плагиогранитного состава.

Таким образом, в Олекмо-Становой зоне необходимо выделять две разновозрастные группы зеленокаменных впадин. Первую представляют эв- и миогеосинклинальные разрезы позднеархейского возраста; они принадлежат к собственному олекмо-становому геотектоническому циклу. Зеленокаменные впадины второй группы имеют нижнепротерозойский возраст. Это троговый комплекс, развивающийся в узких зонах расколов, которые разрывают уже консолидированную толщу. Особенно много таких трогов в западной части на месте переработанной Чарской глыбы.

Можно сделать следующие выводы о геологической истории этого района. Олекмо-Становой подвижный пояс является более молодым, чем Алданский, и время его становления можно определить как верхний архей. Внутренняя полигонально-складчатоглыбовая структура становид существенно отличается от структуры алданид. В ее основе лежат реликтовые глыбы алданских пород, которые выступают здесь как комплекс основания для более молодых собственно становых образований. Эти последние включают в себя осадочно-вулканогенные разрезы, выполняющие впадины и большой комплекс плутонических образований, слагающих внутренние поднятия.

Северная зона Джугджуро-Станового подвижного пояса, непосредственно примыкающая к Алданскому массиву, несомненно, представляла собой орогенный фронт с типичными плутоническими образованиями орогенного класса: плутонами анортозитов, диоритов и калиевых гранитов, с реликтовыми глыбами древнего основания и продуктами его переработки и регенерации. Несомненно, что в верхнем архее здесь возникла обширная субширотная зона повышенной проницаемости для ювенильных

подкорковых растворов и магматических продуктов, которая контролировала размещение громадных масс анортозитовых расплавов, расплавов диоритов и калиевых гранитов. При этом наиболее проницаемые узлы сочленения субширотной Становой системы и субмеридиональных ее ветвей — Олекминской и Джугджурской — явились местом размещения самых огромных анортозитовых шлутонов.

Южнее и западнее, вдали от орогенного фронта располагаются геологические образования геосинклинального класса. Это эвгеосинклинальные впадины, заполненные вулканическими породами — толеитами, коматитами, щелочно-известковыми непрерывными сериями базальт-андезит-дацитового состава и миогеосинклинальные впадины, заполненные ритмичными сериями терригенных осадочных пород. Плутонические поднятия сложного состава, включают в себя ранние серогнейсовы комплексы габбро-плагиогранитной формации и поздние калиевые граниты.

После завершения формирования Олекмо-Станового складчатого пояса вся область древних алданид и становид была консолидирована и представляла собой пространственный кристаллический массив, объединявший и древний Алданский кратон и Олекмо-Становую складчатую зону, спаявшую кратон и его глыбы-осколки в единый кристаллический Алдано-Становой кратон. К моменту заложения Удоканского протоплатформенного прогиба все предыдущие комплексы были консолидированы. Алдано-Становой кратон как единое консолидированное целое уже существовал в предудоканское время, т.е. к началу нижнего протерозоя.

Непосредственно в предудоканское время Алдано-Становой кратон реагировал на заложение нового соседнего подвижного пояса многочисленными расколами своего фундамента, и в этих узких расколах откладывались чульманский, субканский и яргинский троговые комплексы, сложенные преимущественно терригенными образованиями. Особенно много таких трогов на западной окраине кратона, на месте Чарской глыбы, раздробленной и переработанной в становое время.

Субширотно вытянутый Становой подвижный пояс по многим деталям геологического строения очень похож на пояс Лимпопо в Южной Африке или на Беломорский комплекс Балтийского щита. Здесь сходная обстановка очень крупной положительной антиклинорной структуры, сложенной сильно гранитизированными гнейсами и сланцами с реликтовыми глыбами древних гранулитовых пород, с крупными батолитами анортозитов и сопровождающих их диоритов на фронте, на границе с древним Алданским кратоном, которые по отношению к становому комплексу выступают как форланд. Причем под влиянием становой орогении край форланда претерпел погружение и метаморфизм гранулитовой фации. Таким образом, в то время как Становая зона под действием мощного потока ювенильных флюидов являлась местом аллохимического метаморфизма амфиболитовой фации и массивированной гранитизации, соседние древние блоки испытывали только погружение и изохимический метаморфизм погружения гранулитовой фации.

Если более древние алданиды можно называть подвижной областью, а не поясом, то протяженная поясовая структура Джугджуро-Становой зоны, наоборот, выражена уже не очень отчетливо. Очевидно, к верхнему архею существовали уже консолидированные массивы типа Алданского и подвижные зоны сформировали вдоль них пояса.

Байкало-Патомский подвижный пояс (2—1,8 млрд. лет)

Байкало-Патомский подвижный пояс — это уже третий подвижный пояс Витимо-Алданского щита после Алданского и Олекмо-Станового. По времени своего формирования он соответствует Свекофенскому поясу Балтийского щита, т.е. максимум его активности отвечает геохронологическому рубежу 2—1,8 млрд. лет. Геологические образования этого пояса развиты главным образом в бассейне р. Витим. До недавнего времени эта область считалась полем байкальских, верхнепротерозойских образований. Однако исследованиями В.С. Федоровского было поставлено под сомнение наличие

здесь байкалит и одновременно доказано широкое распространение именно нижнепротерозойских образований.

Стратотипической местностью нижнего протерозоя в Сибири считается Олекмо-Витимская горная страна, главным образом удоканский комплекс. Собственно удоканский комплекс формируется в очень спокойной обстановке широкой впадины на консолидированном кристаллическом основании Алдано-Станового кратона, и А.М. Лейтес [1965] называет его протоплатформенным. В этом отношении удоканский комплекс очень похож на позднекарельские протоплатформенные образования ятулия, развивающиеся также в спокойных прогибах на консолидированном Карельском массиве, или на гудзонские протоплатформенные образования Канадского щита, залегающие на кристаллическом основании, консолидированном еще в предыдущее кеоранское время.

Как поздние карелиды (ятулий) на Балтийском щите представляют собой протоплатформенные образования на Карельском массиве, а настоящий подвижный пояс свекофенид развивается западнее, на территории Финляндии и Швеции, так и здесь удоканские образования на краю Алдано-Станового кристаллического массива имеют характер протоплатформенного внутрикратонного прогиба, заполненного обломочным материалом, снесенным с эродированных поднятий самого кратона. Образования подвижного пояса, которые можно параллелизовать с настоящими свекофенидами, располагаются западнее на территории Муйско-Патомского нагорья.

Именно на территории Патомского нагорья и южнее в верховьях рек Витима и Муи развивается третий подвижный пояс, соответствующий мировому геохронологическому рубежу 2—1,8 млрд. лет. Здесь обнаруживаются все главные и типичные геотектонические элементы, которые свойственны нормальному подвижному поясу: 1) внутренние прогибы эвгеосинклинального типа с вулканическим материалом; 2) прогибы миогеосинклинального типа, заполненные терригенным материалом; 3) внутренние плутонические поднятия, насыщение которых поздними калиевыми гранитами достигает такой силы, что они начинают играть роль термических куполов с развитием зонального регионального метаморфизма вокруг гранитовмещающих положительных структур. Наконец, на территории соседнего консолидированного Алдано-Станового массива в широких прогибах откладывается протоплатформенный удоканский комплекс, а в расколах фундамента формируется авлакогенный троговый комплекс нижнего протерозоя.

В описании Байкало-Патомского подвижного пояса мы опираемся на ранние работы Л.И. Салопа [1964, 1967] и главным образом на работы В.С. Федоровского [1982 и др.].

Как видно из схемы (см. рис. 7), здесь обособляются следующие крупные геотектонические элементы: Алдано-Становой кратон на востоке, точнее его Олекмо-Становая ветвь, консолидированная к нижнему протерозою; на кристаллическом основании — обширная Удоканская впадина, заполненная протоплатформенным удоканским комплексом нижнего протерозоя, а в расколах кристаллического массива — троговый комплекс нижнего протерозоя. Западнее, в составе Муйско-Патомской подвижной области выделяются: 1) главный зеленокаменный Муйский пояс, почти целиком вулканогенный; 2) пояс осадочных впадин на шельфовом склоне Ангарского протоконтинента; 3) антиклинорная структура, разделяющая эти два пояса, занятая полями и поясами гранито-гнейсовых куполов, среди которых встречаются реликты гранулитовых комплексов основания. Отдельные полосы антиклинорных поднятий имеются и внутри миогеосинклинальной зоны, так, полоса Чуйско-Лонгдорских гранитных плутонов разделяет пояс осадочных впадин на две ветви: Бодайбинскую и Приленскую. На западе нижнепротерозойский подвижный пояс продолжается по северному берегу оз. Байкал, через о-в Ольхон к Шарьжалгайскому выступу. С северо-запада Удоканско-Патомский подвижный пояс ограничен кристаллическим краем Ангарского протоконтинента, перекрытого рифейскими отложениями, а на юге сменяется гораздо более молодыми образованиями каледонского геотектонического цикла.

Главный зеленокаменный пояс занимает Средневитимскую горную страну, вытягиваясь дугой почти на 1000 км. Он делится на три субпараллельные структурно-фациальные зоны: Делюн-Уранскую, Муйскую и разделяющую их Каралонскую. Самая южная Муйская зона представлена парамской и килианской подсериями, сложенными базальт-риолитовыми метавулканиками и метапесчаниками, в ее нижних частях залегают пачки кварцитов, амфиболитов и порфириров, вверху появляются мраморы, известково-силикатные сланцы, переслаивающиеся с покровами базальтовых и дацитовых метавулкаников; для верхней килианской подсерии характерно пестрое чередование метаграувакков, графитистых и кремнистых сланцев, мраморов, метатефроидов, базальтовых и риодацитовых метавулкаников. В низах верхней подсерии встречаются полимиктовые конгломераты. Мощность всего Муйского комплекса оценивается в 4 км.

Делюн-Уранская зона состоит из четырех свит. В нижней части она сложена гнейсами, мигматитами, кварц-слюдяными сланцами и амфиболитами, выше залегает преимущественно осадочная высокоглиноземистая толща гранат-кварцевых хлоритоидных, гранат-кианитовых и ставролитовых сланцев, переслаивающихся с метавулканическими образованиями; еще выше залегает флишоидная метаалевролитовая и метапесчаниковая толща с граувакками, сланцами и мраморами. Мощность серии оценивается в 2,5—5 км.

Каралонская зона разделяет две предыдущие и занимает центральное положение в Главном зеленокаменном поясе. Ее слагают главным образом вулканиды базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации с редкими прослоями фтанитов и мраморов. В этой же центральной части главного зеленокаменного пояса присутствуют массивы интрузивных образований: габбро-норитов, габбро-анортозитов, троктолитов, пироксенитов, перидотитов, широко распространены тоналиты и плагиограниты.

В Главном зеленокаменном поясе сначала происходило формирование осадочно-вулканогенных толщ, а позже в осевой зоне пояса образуется ультраосновной плутонический комплекс, который В.С. Федоровский предлагает рассматривать как гомолог офиолитовой ассоциации. В его верхней части располагается существенно вулканический комплекс базальт-риодацитовой серии с преобладанием базальтов, пронизанных крупными телами габброидов и частично тоналитов. Габброиды обнаруживаются и в основании базальтовых покровов. Здесь же в аллохтонном протрузивном залегании обнаруживаются единичные массивы ультрабазитов, представленных дунитами и гарцбургитами (Парамский и Шаманский массивы).

Все три зоны Главного зеленокаменного пояса обладают общими особенностями, им свойственно циклическое строение разрезов, существенное преобладание вулканических пород основного, среднего и кислого состава, сходство в последовательности напластований, присутствие в основании второго цикла идентичных по составу конгломератов. На поздних этапах в бортовых частях зеленокаменного пояса возникает цепь вулканических дацит-риолитовых построек, сменяемых грубообломочными вулканическими отложениями молассоидной верхней части разрезов. Характерно, что в обломочном материале верхов разрезов появляется микроклин, что указывает на значительный подъем к этому времени времени гранито-гнейсовых куполов и вовлечение их в процесс эрозии. Все комплексы метаморфизованы (кианит-силлиманитовый тип метаморфизма) и прорваны синметаморфическими гранитоидами мамско-оронского комплекса, которые идентичны раннепротерозойским гранитам, прорывающим тонодско-бодайбинскую серию соседнего района.

Параллельно Главному зеленокаменному поясу к северу от него на территории Патомского нагорья располагается миогеосинклинальный пояс осадочных бассейнов нижнего протерозоя. Он представляет собой серию вытянутых сопряженных впадин, заполненных преимущественно осадочными образованиями. В структуре миогеосинклинального пояса выделяются три основные зоны: внешняя Приленская, внутренняя Бодайбинская и разделяющая их Чуйско-Тонодско-Лондоргская зона гранитных поднятий. Все стратифицируемые образования объединены в единую без перерывов и

внутренних несогласий тонодско-бодайбинскую серию метаморфизованных осадочных образований с редкими прослоями метавулканитов в нижних горизонтах. Разрезам этой серии свойственна цикличность с повторением крупных трансгрессивно-регрессивных циклов, со сменой грубообломочных пород мелкообломочными и карбонатными.

Тонодско-бодайбинскую серию слагают следующие породы: метапесчаники, алеволиты, сланцы, туфопесчаники с прослоями амфиболитов, кварциты, высокоглиноземистые сланцы, метагравеллиты, карбонатные сланцы, мраморы, филлитовые сланцы, доломиты. Суммарная мощность серии 6–10 км. Тонодско-бодайбинская серия сформирована в системе спокойных морских бассейнов, впадин, первоначально расчлененных на фациальные зоны в зависимости от палеотектонического рельефа фундамента. Позже эта область была деформирована в линейно вытянутую систему синклиновых и антиклинорных структур. В первый этап тангенциального сжатия возникла система линейных складок субширотной ориентировки. Второй этап деформации проявился много позже и связан со временем зонального регионального метаморфизма и появлением синметаморфических гранитов. Породы метаморфизованы (кианит-силлиманитовый тип метаморфизма) с отчетливо выраженной зональностью.

Внутри зоны осадочных бассейнов располагается вытянутая полоса гранито-гнейсовых куполов — Лонгдорского, Тонодского, Чуйского. Купола группируются в протяженную антиклинорную зону, для которой характерно хаотическое нагромождение отдельных куполов, примыкающих один к другому. Толщи тонодско-бодайбинской серии образуют сланцевое обрамление гранито-гнейсовых куполов и составляют сложные складчатые ансамбли. Возможно, что изначальные гнейсовые комплексы куполов формировались достаточно рано. Но поздние граниты проникли в эти структуры, они насыщают антиклинорные структуры и купола, деформируют возникшую ранее линейную складчатую систему тонодско-бодайбинской серии.

Такую же природу имеет антиклинорная зона, отделяющая Главный зеленокаменный пояс от пояса осадочных бассейнов. К этой полосе приурочены крупные массивы гранитов и гранито-гнейсовых куполов. Среди гранитов нередко встречаются реликтовые глыбы и фрагменты более древних архейских пород, которые метаморфизованы в гранулитовой фации. Это очень однообразные комплексы, сложенные двупироксеновыми основными кристаллическими сланцами, гранулитами, эндробитами, чарнокитами, которые претерпевают диафорез в условиях амфиболитовой фации.

Несомненно, что антиклинорный пояс гранитных плутонов имеет сложное строение. Гранитоиды очень неоднородны, за исключением фрагментов гранулитовых пород. К самым ранним гранитоидам принадлежат плагиогранитоиды. Внешний вид их характерен, чаще всего это серые с зеленоватым или реже розоватым оттенком светлые среднезернистые породы с гнейсовидной текстурой. В анализах этих пород, которые приводит Л.И. Салоп [1964], поражает очень низкое содержание калия (менее 0,5%) при повышенной или средней известковистости.

Поздние граниты представлены нормальными высококалийными разновидностями. Их крупные автохтонные массы локализованы в центральных высокотемпературных частях метаморфических зон, а перемещенные штоки и жилы пересекают низкотемпературные метаморфические зоны. Все это калиевые граниты с преобладанием калия над натрием, пересыщенные глиноземом и обладающие несколько повышенной железистостью. Яркая специфика этих синметаморфических гранитов — сильно проявленный процесс постмагматического кислотного выщелачивания с формированием в контактных зонах кварц-мусковитовых пород.

Таким образом, ясно, что на территории Патомского нагорья проявились два геологических этапа: геосинклиальный с формированием кумулятивных вулканогенных и осадочных впадин и внутренних поднятий, которые претерпели главную складчатость с деформацией их в линейную складчатую область, и эпигеосинклиальный

орогенный этап с новым этапом складчатости, синскладчатыми калиевыми гранитами и зональным региональным метаморфизмом вокруг крупных гранитных плутонов.

Пояс осадочных бассейнов, закладывающийся на северо-западном склоне Ангарского протоконтинента, продолжается на востоке, в Витимо-Олекминском междуречье, где на кристаллическом основании Алдано-Станового кратона в широкой Кодаро-Удоканской впадине локализован стратиграфический эквивалент нижнепротерозойских образований — удоканская серия. Удоканская впадина выполнена исключительно осадочными образованиями. Поскольку осадочные образования не являются предметом нашего исследования, то останавливаться на них не будем.

Расколы кристаллического фундамента, в которых откладывался нижнепротерозойский троговый комплекс, предваряют заложение Удоканской впадины. Удоканская серия перекрывает троговый комплекс и продолжает троговые разрезы. Разрезы троговых впадин также цикличны. В нижних частях циклов располагаются основные вулканиды, представленные амфиболитами, выше основные средние и кислые вулканиды и пирокластические образования переслаиваются с обломочными и хемогенными породами в том числе с кварцитами и джеспилитами.

Метаморфизм трогового комплекса и перекрывающей его удоканской серии был единым и одноактным. Это прогрессивный зональный региональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа. Изограды метаморфизма пересекают структурный рисунок осадочной впадины, но к периферии прогиба это несоответствие сглаживается, а на окраинах наблюдается уже полная конформность изоград и складчатых структур. Дело в том, что самые поздние постудоканские калиевые граниты концентрируются вокруг глубокого провала протоплатформенного терригенного прогиба. Они формируют комплекс гранито-гнейсовых куполов, отделяющих удоканские образования от кристаллического цоколя архейских образований. Процесс регионального метаморфизма, несомненно, самый поздний геологический процесс в регионе, и он тесно связан с внедрением послудоканских калиевых гранитов. Для трогового и удоканского комплексов это прогрессивный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а для кристаллических пород фундамента это повторный регрессивный метаморфизм с диафорезом гранулитовых пород.

Для Удоканского прогиба деформации общего сжатия отсутствуют. Но локальные группы складок встречаются неоднократно, они связаны со структурами погребенных под прогибом трогов, по периферии прогиба — со становлением куполов гранитов и, наконец, с деформациями, сопровождающими становление позднего Кодаро-Каменского лополита.

Кодаро-Каменский лополит имеет самое позднее постметаморфическое и постскладчатое происхождение. Его слагают малоглубинные порфиридные биотит-амфиболовые гранодиориты, по своей химической характеристике он близок к формации рапакви. С этим плутоном ассоциируют самые поздние габбро-анортозитовые лополиты хребта Удокан. Образование этих лополитов связано со следующим акитканским геотектоническим циклом.

Имеется очень много силикатных анализов магматических пород Удокано-Патомского подвижного пояса. Так, в монографии Л.И. Салопа [1964] почти все объекты охарактеризованы химическими анализами. Однако геохимических материалов с определениями малых элементов очень мало.

Троговые впадины Витимо-Олекминской страны имеют определенное сходство с авлакогенными впадинами древних платформ. Именно такая палеоавлакогенная их природа рассматривалась в статье А.М. Лейтеса и др. [1970]. Как и типичные авлакогены, троговые комплексы слагают впадины, возникшие в начальные этапы развития протоплатформенного чехла в результате расколов фундамента. Слагающие их толщи непосредственно переходят в отложения чехла подобно тому, как это происходит при сочленении осадочных типичных авлакогенов с чехлом древних платформ, слагающим синеклизы.

В отличие от типичных геосинклинальных прогибов авлакогены не сочетаются с

равновеликими и сопряженными с ними геосинклинальными структурами и не образуют систем чередующихся геосинклинальных прогибов и геосинклинальных поднятий. Однако имеются и отличия палеоавлакогенных структур от настоящих авлакогенов. И это прежде всего широкое развитие вулканогенных толщ, наличие специфической железорудной формации, значительный метаморфизм и ассоциированность с гранитоидным магматизмом. Дело в том, что архейские комплексы очень долго, вплоть до среднего протерозоя, не достигали полной консолидации. Вдоль швов и расколов фундамента, трассируемых палеоавлакогенами, проникали подкоровые ювенильные гранитизирующие растворы, и граниты концентрировались вдоль бортов вулканогенно-осадочных впадин, причем осадочно-вулканогенные толщи трогового комплекса подвергались частичной складчатости и гранитизации.

Как известно, Н.С. Шатский связывал становление платформенных авлакогенов с развитием соседних подвижных поясов. Характерной их чертой он считал продольную асимметрию, когда один их конец вклинивается в пределы платформы, а другой уходит в геосинклинальные зоны. Рассматриваемые нами палеоавлакогеновые комплексы вместе с удоканскими образованиями принадлежат к протоплатформенному чехлу Алдано-Станового кристаллического массива, но в их формациях оказываются запечатленными и собственно геосинклинальный и орогенный этапы развития соседнего подвижного пояса.

От Патомского нагорья нижнепротерозойские образования продолжают на запад вдоль северного берега оз. Байкал по Приморскому и Байкальскому хребтам вплоть до о-ва Ольхон и Шарыжалгайского выступа. Сюда протягиваются сарминская серия нижнего протерозоя и Аkitканский вулканический пояс среднепротерозойского времени. Сарминская серия объединяет иликтинскую и анайскую свиты. Первая образует ядра антиклинорных структур и в ее составе преобладают сланцы, песчаники и гравеллиты с прослоями метадиабазов и метадацитов. Вторая свита более пестрая с преобладанием метапесчаников, переслаивающихся с пластовыми телами метадиабазов. Обе свиты образуют систему узких линейных складчатых структур и охвачены единым ореолом зонального регионального метаморфизма кианит-силлиманитового типа, обе свиты прорваны симметрофорфическими гранитами с возрастом 1910 ± 30 млн. лет (U-Pb изохрона по цирконам [Бибикова и др., 1981]).

Докембрийские образования западного берега оз. Байкал были детально исследованы А.С. Ескиным и В.В. Эзом с сотрудниками [Корреляция эндогенных процессов..., 1979]. Выделяется комплекс гранулитового архея — ольхонская серия и раннепротерозойские образования ангинской серии (аналог сарминской серии), сложенной вулканогенными и терригенно-карбонатными породами, метаморфизованными в амфиболитовой фации. Магматические вулканические образования существенно преобладают над осадочными, но все их первичные геологические соотношения нарушены в результате многочисленных деформаций. Устанавливается чрезвычайно сложная картина деформационных событий, которую невозможно изложить кратко.

Автор посетил эти места и осмотрел типичные разрезы в составе экскурсии под руководством Ф. Летникова и А.С. Ескина. В.С. Федоровский наиболее просто интерпретирует геологическое строение этой территории как типичный гранитно-зеленокаменный пояс, где полосы зеленокаменных осадочно-вулканогенных образований чередуются с вытянутыми роями гранитных куполов. Комплексы пород гранулитовой фации выступают как архейское основание для нижнепротерозойского подвижного пояса. Некоторые анализы пород ольхонской серии приводятся в табл. 18.

Расположенный южнее Шарыжалгайский блок всегда рассматривался как выведенный на поверхность кристаллический край Ангарской платформы. Предполагалось, что это чрезвычайно древние образования, аналоги алданских гранулитовых комплексов. Однако геохронологические исследования не позволяют считать их возрастными аналогами алданид.

Для шарыжалгайского комплекса сделан целый ряд геохронологических определений. По данным Pb-Pb изохронного датирования [Соботович и др., 1965], возраст

Средний химический состав кристаллических сланцев ольхонской серии

Компонент	1	2	3	4	Компонент	1	2	3	4
<i>n</i>	7	11	7	8	Rb	8	20	40	56
SiO ₂	49,15	55,70	62,04	65,87	Sr	289	322	488	475
TiO ₂	1,14	0,73	0,60	0,45	Ba	154	175	1020	980
Al ₂ O ₃	16,03	18,16	17,55	16,73	Zr	80	90	140	150
Fe ₂ O ₃	1,25	3,10	2,35	1,36	V	202	115	80	70
FeO	8,86	5,11	4,07	2,97	Cr	320	200	100	40
MnO	0,19	0,15	0,10	0,06	Co	48	53	15	12
MgO	6,34	3,78	2,98	2,27	Ni	124	112	18	17
CaO	10,12	6,87	4,14	3,62	Sc	42	48	18	17
K ₂ O	0,57	1,68	1,80	2,20					
P ₂ O ₅	0,10	0,25	0,19	0,11					

Примечание. 1 — амфибол-пироксеновые основные кристаллические сланцы; 2—4 — амфибол-биотитовые гнейсы.

Интервалы кремнеземистости: 1 — < 52, 2 — 52—58, 3 — 58—63, 4 — 63—68%.

Таблица 19

Средний химический состав кристаллических сланцев и гнейсов шарыжалгайского комплекса (использованы анализы З.И. Петровой и И.Н. Крылова)

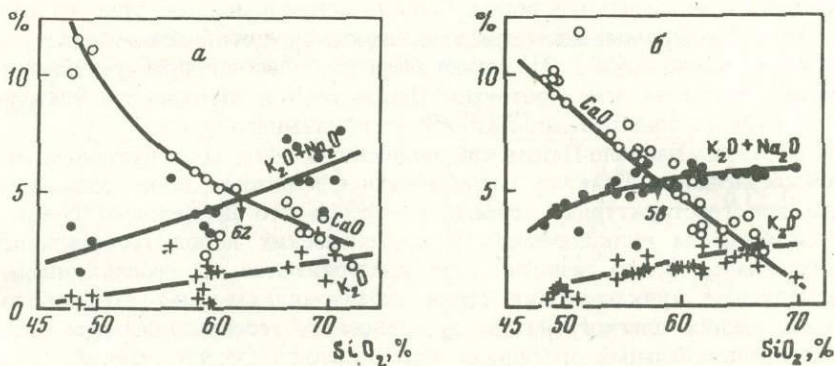
Компонент	1	2	3	4	Компонент	1	2	3	4
<i>n</i>	4	7	5	5	P ₂ O ₅	0,40	0,40	0,20	0,20
SiO ₂	48,42	59,29	67,00	71,47	Rb	6	35	55	90
TiO ₂	1,35	0,91	0,62	0,38	Sr	158	360	280	150
Al ₂ O ₃	13,50	15,87	14,60	14,25	Ba	147	770	970	1360
Fe ₂ O ₃	3,18	1,69	1,56	1,19	Zr	69	187	241	400
FeO	10,72	7,08	3,04	1,50	V	393	195	82	36
MnO	0,22	0,13	0,06	0,03	Cr	242	110	82	26
MgO	7,00	3,33	1,71	0,76	Co	48	23	10	5
CaO	11,22	4,46	3,67	2,39	Ni	171	57	28	6
Na ₂ O	2,38	2,89	3,58	3,43	Sc	23	16	8	2
K ₂ O	0,50	1,70	2,60	3,70					

Примечание. 1 — амфибол-двупироксеновые основные кристаллические сланцы; 2—4 — амфиболовые и пироксеновые гнейсы.

Интервалы кремнеземистости: 1 — < 52, 2 — 52—63, 3 — 63—68, 4 — > 68%.

шарыжалгайских пород 2900 ± 300 млн. лет, для измененных разностей — 2500 и для мигматитов 1700 млн. лет. Rb-Sr изохронное датирование [Крылов и др., 1980] дает цифры для биотит-гранатовых гнейсов 2530 ± 200 млн. лет, чарнокитов — 2530 ± 35 и для пегматитов 1970 млн. лет. Наконец, геохронологические исследования Е.В. Бибиковой с соавторами [1981] выявили очень существенные подробности. Оказалось, что эндербиты и двупироксеновые кристаллические сланцы Шарыжалгай имеют в своем составе две разновидности цирконов. Одна из них, длиннопризматическая, соответствует первичной магматической стадии формирования этих пород и имеет возраст 2,8 млрд. лет, вторая, округло-изометричная, сформировалась во время гранулитового метаморфизма этих пород и имеет возраст 1,9 млрд. лет.

Таким образом, шарыжалгайский гранулитовый комплекс в своем первичном осадочно-вулканогенном виде сформировался не в алданское, а в олекмо-станое время



Р и с. 11. Вариационные диаграммы для кристаллических сланцев и гнейсов Шарыжалгайского (а) и Ольхонского (б) выступов Прибайкалья

в верхнем архее на уровне 2,8 млрд. лет, а его гранулитовый метаморфизм осуществился много позже уже во время формирования Байкало-Патомского подвижного пояса. Это очень важные факты, они свидетельствуют о существовании на территории Витимо-Алданского кратона раннепротерозойского гранулитового метаморфизма. При заложении каждого нового подвижного пояса геологические образования предыдущего пояса испытывают метаморфизм погружения гранулитовой фации.

Шарыжалгайская глыба выступает как форланд для патомско-байкальских протезоид. Этот форланд сформировался, конечно, раньше, в позднеархейское время, но его метаморфизм погружения в весьма глубинных условиях гранулитовой фации осуществился в нижнепротерозойское время. Здесь следует обратить внимание на петрологические исследования Л.И. Деминой [1975] в Приольхонье, где ею установлен последовательный зональный метаморфизм всех комплексов пород от нижнепротерозойской ангинской серии до архейской ольхонской с последовательными метаморфическими зонами вплоть до типичной гранулитовой фации.

Для шарыжалгайского гранулитового комплекса получены очень хорошие аналитические материалы, подготовленные З.И. Петровой [1981], в которых проанализированы все разновидности гранулитовых пород. Участвуя во многих маршрутах по гранулитовым комплексам, автор настоящей монографии обратил внимание, что у их участников всегда возникают две точки зрения на происхождение гранулитовых толщ. Одна группа, к которой принадлежит и автор, считает, что толщи основных кристаллических сланцев, эндебитов и гранулитов представляют собой первичные образования основного, среднего и кислого состава. Другие полагают, что в первичном виде вся толща была сложена основными породами, а средние и кислые разности (эндебиты и чарнокиты) возникли позже в результате процессов ультраметаморфизма — эндебитизации и чарнокитизации основных пород. Так, и в исследовании З.И. Петровой гиперстеновые гнейсы фигурируют как продукты архейского ультраметаморфизма. В табл. 19 представлен ряд анализов шарыжалгайских пород гранулитовой фации согласно грациям увеличивающейся кремнеземистости. Можно видеть, что этот ряд подобен нормальным непрерывным вулканическим сериям толеит-андезит-дацитов. С увеличением содержания кремнезема возрастает содержание всех щелочных элементов, Ва и Zr, содержание Са падает, так же как и всех элементов группы железа, содержание Sr сначала увеличивается, а потом к самым кислым разностям падает. Построенная по отдельным анализам вариационная диаграмма (рис. 11) показывает, что это непрерывная известковистая серия вулканитов с щелочно-известковым индексом 62.

Среди гранулитового комплекса Шарыжалгай, так же как и на о-ве Ольхон, обнаруживаются отдельные штоки и будины ультраосновных пород, которые детально исследованы М.И. Грудининым [1982]. Обнаруживаются перидотитовые и пироксени-

товые разности ультраосновных пород. Геологическое положение этих тел вполне определено. Это обособленные изометричные штоки, внедрившиеся в складчатую слоистую толщу достаточно поздно. Это может быть орогенная или предорогенная формация гипербазитов, такая же как протрузии Парамского и Шаманского ультраосновных массивов в Муйской зоне Байкало-Патомского подвижного пояса.

Таким образом, Байкало-Патомский подвижный пояс, протянувшийся от Удокана до южной оконечности Байкала, сформировался в нижнем протерозое, в нем четко выражены все геоструктурные элементы нормального подвижного пояса, а также обычные комплексы вулканических и плутонических пород геосинклинального и орогенного класса. В его развитии ясно усматриваются: 1) геосинклинальный этап с формированием вулканических серий базальт-андезит-дацит-риолитового состава и плутонов ранних плагιοгранитов, претерпевших геосинклинальную складчатость и 2) эпигеосинклинальный орогенный этап с новой складчатостью, синскладчатыми калиевыми гранитами и зональным метаморфизмом.

Акитканский орогенный вулканический пояс (1,7–1,6 млрд. лет)

Следующий (четвертый) подвижный пояс Витимо-Алданского щита — Акитканский — развит на периферии рассматриваемой территории в ограниченных масштабах. По времени и особенностям своего формирования он сходен с готидами Балтийского щита или с эльсонскими образованиями Канадского щита.

Акитканский вулканический пояс приурочен к системе разломов краевого шва между архейскими кристаллическими комплексами Сибирской платформы и ее южным нижнепротерозойским обрамлением. Главный стратотип и тектонотип занимает узкую Акитканскую впадину в Северном Прибайкалье, которая протягивается на 550 км при ширине от 1 до 50 км. Сам пояс продолжается и дальше на восток, его патомская ветвь представлена падринской серией вулканогенно-терригенных образований и витимскими гранитами. Еще дальше учуро-майская ветвь представлена, по-видимому, уянской, конкулинской и элетейской свитами и улканскими гранитами. Для всех впадин характерно чередование вулканитов, главным образом кислых и субщелочных (риолитов и трахилипаритов), туфолав, туфов и грубообломочных осадочных пород. И вулканиты, и осадочные породы часто обладают первичной континентальной красной окраской.

Геохронологические исследования (Rb-Sr изохронный метод) дают возраст акитканских лав 1710 ± 35 и 1600 ± 40 млн. лет, а гранитов 1620 и 1560 ± 80 млн. лет. Судя по этим цифрам акитканские образования были сформированы на рубеже 1,7–1,6 млрд. лет [Геохронология докембрия, 1968; Г.Л. Митрофанов, 1979].

Подробные описания акитканского комплекса имеются у А.А. Бухарова [1973, 1976] и В.С. Федоровского [1982]. Как пишет А.А. Бухаров, в начальные этапы формирования акитканского вулканического комплекса преобладали трещинные излияния андезит-дацитовых лав с образованием вулканических полей щитового типа. Одновременно образовывались гипабиссальные тела гранодиорит-порфиров, слагающих лакколиты и штоки. Эффузивная деятельность трещинного типа сменилась эксплозиями туфового материала. В завершающие периоды формируются экструзии и силлы кварцевых порфиров. Среди вулканитов преобладают огромные массы кислой магмы при незначительной доле основных пород. Намечаются различные магматические формации: андезит-дацитовая в нижних частях вулканических толщ и трахилипаритовая в верхах разрезов. Это типичная орогенная группа формаций. Эволюция магматизма идет от основных к средним и кислым породам. Эволюция вулканических аппаратов — от трещинных к щитовым вулканам до стратовулканов и экструзий.

С вулканическими комплексами сочетаются грубообломочные красноцветные молассы, накопление которых происходило в суббазальной обстановке. Типично пестрое чередование пород, когда наряду с грубыми аркозами, агломератами и песчаниками

Средний состав формации рапакиви Витимо-Алданского щита
(по данным В.Т. Свириденко и В.И. Верхало-Узкого [1974] и Л.В. Таусона и др. [1982])

Компонент	1	2	3	Компонент	1	2	3
n	38	74	15	K ₂ O	4,94	5,05	5,13
SiO ₂	72,74	71,86	72,66	P ₂ O ₅	—	0,13	0,10
TiO ₂	0,37	0,47	0,27	Rb	233	336	222
Al ₂ O ₃	12,99	13,27	13,18	Sr	120	56	—
Fe ₂ O ₃	0,56	1,22	1,18	Ba	1270	1340	—
FeO	2,51	2,09	2,24	Zr	315	240	356
MnO	0,06	0,05	0,05	Cr	18	14	14
MgO	0,52	0,53	0,23	Co	4	6	2,8
CaO	1,47	1,45	0,69	Ni	14	7	4,5
Na ₂ O	3,11	2,79	3,66				

Примечание. 1, 2 — рапакиви: 1 — Каларского массива, 2 — Западного Прибайкалья; 3 — вулканиты Улканского комплекса.

присутствуют и хорошо сортированные кварциты с пачками глиноземистых пород, продуктов выветривания.

Акитканский вулканический пояс с ясным стратиграфическим несогласием перекрывает сарминскую серию нижнего протерозоя. В конгломератах пестроцветных моласс присутствуют гальки метаморфизованных пород предыдущего зеленокаменного пояса, граниты и гнейсы.

Ряд вулканических формаций сопровождается комагматичными интрузиями диорит-гранитного ряда. Это массивы диоритов, гранодиоритов, граносиенитов и кварцевых монцонитов. Особо следует остановиться на крупных плутонах гранитов рапакиви, имеющих тот же возраст 1600 млн. лет.

Крупные плутоны и лополиты гранитов рапакиви распространены за пределами вулканических впадин. Крупнейшие из них в Кодаро-Удоканском районе имеют следующие размеры: Кодарский — 2400, Кеменский — 860 и Каларский — 760 км². Их принадлежность к формации рапакиви доказана В.Г. Свириденко и В.И. Верхало-Узким [1974]. Для этих гранитов характерны высокие содержания калия и высокая общая железистость, низкое количество магния, фторонасыщенность, оловорудная специализация. В табл. 20 приводятся химические анализы гранитов рапакиви. В Кодаро-Удоканском районе с гранитами рапакиви ассоциируют и габбро-анортозиты Чинейского расслоенного лополита.

Формация рапакиви имеет универсальное тектоническое значение. Она выступает в качестве индикатора начала кратонного, платформенного режима на всей Восточно-Сибирской платформе, а также и на других древних платформах всех континентов. Распространение красноцветных моласс и вулканоплутонических ассоциаций с гранитами рапакиви на всех материках имеет очень узкий возрастной интервал. Единая структурная позиция этих комплексов свидетельствует о глобальном акте становления первых стабилизированных континентальных кратонов. К рубежу 1600 млн. лет тектоническая активность Восточно-Сибирского кратона полностью прекратилась и вся территория вступила в режим платформенного развития.

Общие выводы

Рассмотрев геологические комплексы и магматические образования Витимо-Алданского щита, можно сделать следующие краткие выводы.

На территории щита выделяются четыре разновозрастные подвижные области или подвижных пояса.

1. Наиболее ранний Алданский подвижный пояс сформировался, по-видимому, на

уровне 3,5 млрд. лет. Уже на самых ранних этапах наметилась дифференциация подвижной области алданид на системы первичных поднятий и впадин. Магматические образования поднятий представлены серогнейсовым комплексом трондьемитов и тоналитов низкокальциевой и нормальной серий. Возможно, что внутри гранито-гнейсового комплекса внутренних плутонических поднятий имеются фрагменты фундамента, или основания, на котором закладывалась Алданская подвижная область. Плутонический серогнейсовый комплекс претерпел позднейшую регенерацию и гранитизацию нормальными калиевыми гранитами с формированием обширных гранито-гнейсовых куполов. Внутригеосинклинальные впадины представлены относительно хорошо стратифицируемыми разрезами осадочно-вулканогенных образований. Ряд вулканических формаций эволюционировал от сильноизвестковистых непрерывных серий толеит-андезит-дацитового состава с прослоями ультраосновных лав — коматиитов к непрерывным щелочно-известковым сериям, в которых преобладали средние вулканические породы андезитового и дацитового состава. Наконец, в верхах разрезов в известковых щелочно-вулканических сериях появлялись черты контрастности с усилением доли самых кислых и основных вулканитов. Перечисленные магматические серии плутонического и вулканического класса — это несомненно формации геосинклинального этапа формирования Алданской подвижной области. Раннеархейская геосинклинальная область алданид претерпела главную складчатость, которая сформировала ту систему субмеридиональных и северо-западных основных простираний, которая наблюдается и сейчас.

2. Олекмо-Становой подвижный пояс субширотно пересекает древнейшую подвижную область алданид и с запада, юга и востока окружает древнеалданское ядро — Алданский кратон. Заложение этого пояса началось достаточно рано, по-видимому, на уровне 3,2 млрд. лет и продолжалось достаточно долго с пиками эндогенной активности на уровне 2,8 и 2,6 млрд. лет. Его северная часть представляет собой типичный орогенный фронт, активно воздействующий на край Алданского массива, с обрушением краев массива и переработкой отторгнутых глыб. Типичные магматические образования этого орогенного фронта — плутониты анортозитов и диоритов, калиевые граниты и их мигматиты, регенерированные и вновь метаморфизованные образования фундамента. Южнее и западнее в тылу орогенного фронта развит стандартный геосинклинальный пояс, представленный системами зеленокаменных впадин и разделяющих их гранитных поднятий или куполов. Вулканические комплексы впадин представлены непрерывными сериями базальт-андезит-дацитового состава, иногда с прослоями ультраосновных лав — коматиитов. В верхах разрезов усиливается доля кислых вулканитов, переслаивающихся с весьма пестрым набором осадочных образований. В гранито-гнейсовых куполах обособляются ранние серогнейсовые комплексы тоналитов и трондьемитов и поздние калиевые граниты нормального ряда. Подъем гранитных куполов и одновременная с ними поздняя складчатость и региональный метаморфизм амфиболитовой фации отвечают уже позднему этапу эпигеосинклинального орогенеза, который происходил на уровне 2,6 млрд. лет.

3. Байкало-Патомский подвижный пояс сформировался в нижнем протерозое на уровне 2—1,8 млрд. лет. Весь ряд его геологических структурных элементов типичен для подвижного пояса, прошедшего геосинклинальную стадию и эпигеосинклинальный орогенез. Латеральный ряд структур включает главный эвгеосинклинальный зеленокаменный пояс, миогеосинклинальный пояс осадочных бассейнов и разделяющий их пояс плутонических поднятий. На соседнем кратоне в это время сформировался протоплатформенный чехол с предваряющими его палеоавлакогенными троговыми впадинами.

Главный зеленокаменный пояс слагают вулканические серии щелочно-известковых толеитов—андезитов—дацитов—риолитов. Позже формируется интрузивный комплекс габброидов и троктолитов с редкими протрузиями дунитов и гарцбургитов. Плутонические гранито-гнейсовые поднятия имеют сложное строение. В них заключены фрагменты древних гранулитовых комплексов из кристаллического основания или фунда-

мента подвижной области. Самые ранние граниты представлены малокалиевыми плагиогранитами или габбро-плагиогранитной формацией. Но подавляющий объем плутонических поднятий занят поздними калиевыми гранитами, формирующими сложную систему гранито-гнейсовых куполов.

И главный зеленокаменный пояс и система осадочных впадин одновременно прошли геосинклинальную складчатость, которая сформировала субширотную линейную структуру всего подвижного пояса. Следующий цикл складчатых деформаций отвечает этапу эпигеосинклинального орогенеза и тесно связан с массовым появлением калиевых гранитов, формированием гранитных куполов и обрамляющих их складчато-сланцевых ансамблей с региональным метаморфизмом амфиболитовой фации. Насыщение плутонических поднятий калиевыми гранитами достигает такой силы, что они начинают играть роль термических аномалий, вокруг которых локализуются метаморфические изограды. Таким образом, в развитии Байкало-Патомского подвижного пояса проявились: собственно геосинклинальный этап с формированием осадочных и вулканогенных впадин и разделяющих их плутонических поднятий, которые были смяты в субширотную линейную складчатую систему, и эпигеосинклинальный орогенный этап с новой складчатостью, синскладчатыми калиевыми гранитами и зональным метаморфизмом вокруг крупных гранитных поднятий.

4. Аkitканский орогенный пояс образовался 1,7–1,6 млрд. лет назад. На стыке архейских и нижнепротерозойских консолидированных образований сформировались узкие впадины, заполненные вулканическими образованиями андезит-дацитового и липаритового состава вместе с грубообломочной красноцветной молассой. Параллельно по периферии Восточно-Сибирской платформы внедряются крупные батолиты гранитов рапакиви и расчлененные плутоны габбро-анортозитов. Это последний подвижный пояс перед окончательной кратонизацией всей Восточно-Сибирской платформы.

Перечисленные четыре разновозрастных подвижных пояса Витимо-Алданского щита не были одинаковыми, однотипными. Раннеархейский (Алданский) подвижный пояс обладал всеми главными особенностями типичного геосинклинального пояса или геосинклинальной области, но, по-видимому, не был завершен эпигеосинклинальным орогенезом.

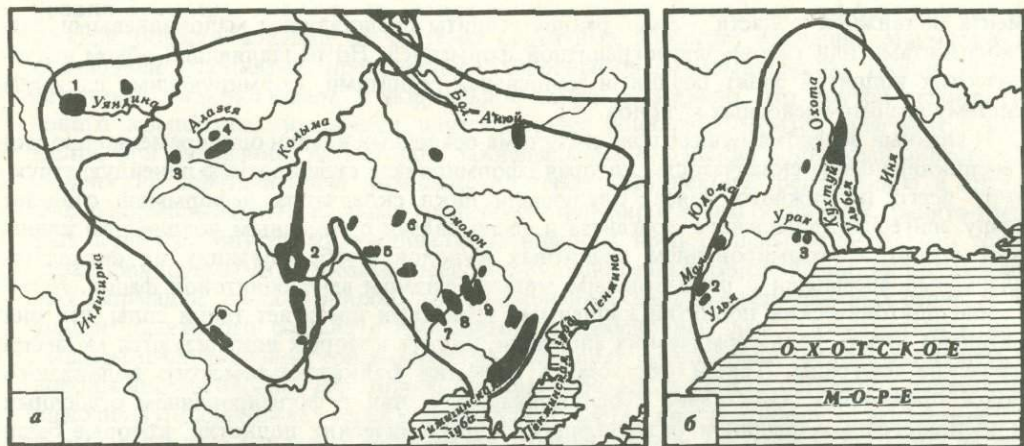
Позднеархейский Джугджуро-Становой подвижный пояс включает образования, связанные с раннеархейским орогенезом (3,2–3,1 млрд. лет), геосинклинальным этапом (2,8 млрд. лет) и эпигеосинклинальным орогенезом (2,6 млрд. лет).

Нижнепротерозойский Удокано-Патомский подвижный пояс развивался уже вполне стандартно. Он пережил оба этапа становления и собственно геосинклинальный и эпигеосинклинальный орогенный этапы.

Наконец, четвертый среднепротерозойский Аkitканский подвижный пояс является чисто орогенным и не имеет предшествующего геосинклинального этапа. Он завершил ряд подвижных поясов Восточно-Сибирского кратона, после чего кратон вступил в стадию устойчивого платформенного развития. Рифейские отложения формируют уже настоящий платформенный чехол.

КОЛЫМО-ОМОЛОНСКИЙ И ОХОТСКИЙ МАССИВЫ

Достаточно далеко от Восточно-Сибирской платформы на территории мезозойских складчатых сооружений Северо-Востока в целом ряде мест выходит на поверхность кристаллический фундамент. Предполагается, что мезозойская складчатая система заложилась на раздробленном кристаллическом основании Восточно-Сибирского кратона. В целом это достаточно разнородные образования как по структурным особенностям, вещественным характеристикам, так по предполагаемому возрасту. Некоторые объекты, в частности отдельные глыбы Омолонского и Охотского массивов, очень похожи на кристаллические образования Алданского и Анабарского щитов. Наш интерес к этим массивам определяется двумя обстоятельствами. На Охотском массиве автор проводил полевые работы. Трехчленный разрез Охотского массива достаточно



Р и с. 12. Схема выходов кристаллических пород на Колымо-Омолонском и Охотском массивах Северо-Востока СССР

а — Колымо-Омолонский массив: 1 — Уяндинский блок, 2 — Приколымское поднятие, 3 — Бадрихинский выступ, 4 — Алазейское поднятие, 5–9 — выходы Омолонского массива (5 — Коркодонский, 6 — Визуальный, 7 — Ольдининский, 8 — Коварчаганский, 9 — Ауланжинский); *б* — Охотский массив: 1 — Охото-Кухтуйский выступ, 2 — Верхнемайский выступ, 3 — Юровское поднятие

близок таким же трехчленным разрезам юга Алданского щита, химические данные по его породам, конечно, могут дополнить наши знания о древнейших образованиях. Интерес к Омолонскому массиву определяется и тем обстоятельством, что до недавнего времени это была единственная точка на территории нашей страны, где, безусловно, был определен наидревнейший возраст раннеархейского времени 3,5 млрд. лет и два этапа гранулитового метаморфизма 2,8 и 1,9 млрд. лет.

Общая схема выходов кристаллического фундамента Колымо-Омолонской и Охотской территорий представлена на рис. 12. По фундаменту Колымо-Омолонского массива имеется подробная монография коллектива авторов Якутского филиала [Тектоника. . . , 1981], по геологии Охотского массива — монографии Г.А. Гринберга [1968] и О.В. Авченко [1977]. Обратимся к геологическим материалам.

Колымо-Омолонский массив. В верховьях р. Омолон в четырех изолированных выходах обособляется Омолонский массив общей площадью 1500 км². Кристаллические образования подразделяются на две серии: ауланжинскую и коркодонскую.

Первая сложена двупироксеновыми и гранат-двупироксеновыми кристаллическими сланцами, гиперстеновыми плагииогнейсами (эндербитами) и биотит-гранатовыми гнейсами. В низах толщи преобладают основные породы, которые включают в себя отдельные линзы ультраосновных пород. Вверху преимущественное развитие имеют биотит-гранатовые гнейсы при подчиненном распространении амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев, высокоглиноземистых пород, кварцитов и редких линз известково-силикатных пород.

Залегающая выше коркодонская серия отличается широким развитием амфиболитов, амфиболовых гнейсов и кварцитов. Главная часть пород представлена первично-магматическими образованиями толеитового, андезитового и дацитового состава, переслаивающимися с осадочными пелитами, кварцитами и известково-силикатными породами. Породы претерпели региональный метаморфизм в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Детальное изотопно-геохронологическое исследование пород Омолонского массива U-Pb методом по цирконам [Е.В. Бибикина и др., 1982] показало, что они относятся к дрейнейшим образованиям, и выявило несколько этапов их метаморфизма. Из пород среднего и кислого состава были выделены две генерации цирконов. Одна из них призматического габитуса представляет собой первично-магматическую разность и име-

Средние химические составы пород Охотского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>n</i>	8	7	6	6	7	9	2	1
SiO ₂	47,69	60,05	68,63	49,62	58,56	69,46	66,50	67,91
TiO ₂	1,00	0,90	0,48	1,15	0,82	0,43	0,60	0,38
Al ₂ O ₃	15,91	16,71	14,86	14,62	16,95	14,53	16,10	15,05
Fe ₂ O ₃	4,22	2,35	1,66	2,57	2,18	0,96	1,47	0,45
FeO	8,50	4,70	2,43	9,50	7,26	3,11	2,94	2,85
MnO	0,21	0,13	0,07	0,22	0,12	0,04	0,06	0,03
MgO	6,42	2,83	1,34	7,22	4,25	1,70	1,23	0,90
CaO	9,96	4,17	3,21	8,58	2,56	2,12	3,12	1,46
Na ₂ O	2,75	3,97	3,94	2,74	3,33	3,40	3,90	2,88
K ₂ O	0,80	1,65	1,70	1,11	2,40	2,73	2,70	6,40
P ₂ O ₅	0,12	0,09	0,08	0,30	0,20	0,10	0,17	0,24
П.п.п	2,20	1,60	1,30	2,50	1,20	1,10	1,20	1,17
K	6600	13500	14000	9300	20000	22400	23000	67000
Na	21000	29000	30000	20000	25000	25000	29000	21000
Rb	15	40	50	30	60	70	70	150
V	230	100	50	200	80	60	41	
Cr	350	150	50	300	45	40	18	
Co	50	35	30	40	20	10	10	30
Ni	80	40	30	100	30	20	9	30

Примечание. 1–3 — сланцы и гнейсы няннагинской серии; 4–6 — сланцы и гнейсы дальсичанской серии; 7 — диориты; 8 — сиениты.

Интервалы кремнеземистости: 1 — < 52,2, 2 — 52–68, 3 — > 68; 4 — < 52,5 — 52–68,6 — > 68%.

ет изохронный возраст 3,5 млрд. лет. Другая генерация — изометричные прозрачные зерна с ярким блеском — образована во время гранулитового метаморфизма и имеет изохронный возраст 2,75 млрд. лет. Наконец, акцессорные цирконы, выделенные из дупироксеновых кристаллических сланцев дают возраст 1,9 млрд. лет. Такая же цифра получена Rb-Sr изохронным методом для всех пород. Анализ геохронологических данных показывает, что древнейшие ортопороды Омолонского массива имеют возраст 3,5 млрд. лет, они претерпели гранулитовый метаморфизм 2,75 млрд. лет назад и повторный гранулитовый метаморфизм на уровне 1,9 млрд. лет.

Охотский массив. На Охотском массиве обособляются три крупных выхода кристаллического фундамента. Главный из них в верховьях рек Охота и Кухтуй занимает площадь около 3500 км². Г.А. Гринберг [1968] делит метаморфический комплекс Охотского массива на три свиты, которые последовательно с запада на восток сменяют одна другую при общем субмеридиональном их простирании.

Нижняя няннагинская свита очень монотонна, однообразна и сложена главным образом породами основного состава: амфибол-дупироксеновыми и диопсид-амфиболовыми сланцами и амфиболитами, переслаивающимися с пироксеновыми плагиогнейсами (эндербитами), биотитовыми и редко биотит-гранатовыми гнейсами.

Средняя дальсичанская свита гораздо менее основная, в ней преобладают биотит-гранатовые и гранат-биотит-гиперстеновые и пироксеновые гнейсы с подчиненными прослоями основных кристаллических сланцев и редкими линзами кварцитов.

В верхней нядбакинской свите снова увеличивается количество пород основного состава амфибол-дупироксеновых сланцев и амфиболитов, переслаивающихся с пироксеновыми и биотит-гранатовыми гнейсами. Средняя часть нядбакинской свиты представлена чрезвычайно пестрым набором пород, включающим линзы гранулитов, высокоглиноземистых пород с кордиеритом и силлиманитом, высокожелезистых

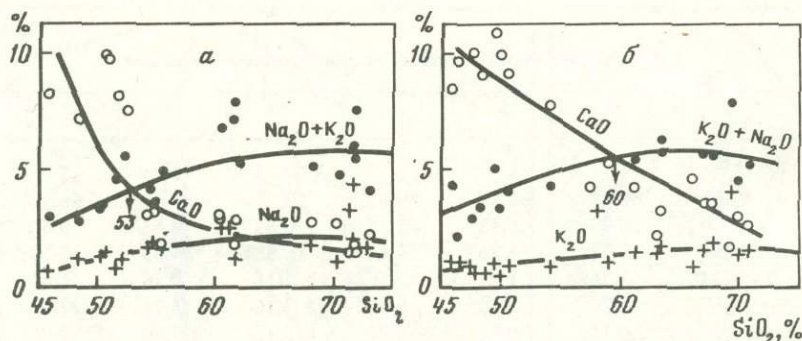


Рис. 13. Вариационные диаграммы для кристаллических сланцев и гнейсов дальсичанской (а) и няннагинской (б) серий Охотского массива

пород типа элизитов, марганцевистых гондитов, а также линзы известково-силикатных и карбонатных пород, вплоть до мраморов и кальцифиров.

Няннагинская свита развита на западной окраине массива, главным образом по руч. Няннаге, впадающему в р. Охота, дальсичанская — в средней части по руч. Дальсичан, впадающему в р. Кухтуй, и нядбакинская свита на восточной окраине массива, по левому берегу р. Кухтуй.

О.В. Авченко [1977] и В.Г. Корольков и др. [1974], основываясь на преобладающих падениях пород на запад, полагают, что нядбакинская свита является нижней, а няннагинская венчает разрез. Однако особенности состава и аналогии с хорошо известными разрезами Алданского и Анабарского щитов заставляют остановиться именно на стратиграфическом варианте Г.А. Гринберга. Монотонная сланцево-плагииогнейсовая няннагинская серия является нижней, более кислая (существенно андезито-дацитовая) дальсичанская серия — средней и нядбакинская серия — верхней; исключительно к ней приурочены мраморы, кальцифиры, высокоглиноземистые породы, а также комплексы обычно венчают архейские разрезы.

Имеются данные по изотопному датированию пород Охотского массива [Корольков и др., 1974]. В четырех пробах основных кристаллических сланцев определялись изотопные соотношения свинца и тория. С довольно большим разбросом точек была построена Pb-Pb изохрона 4,1 млрд. лет и Th-Pb изохрона — 3,3 млрд. лет. Авторы статьи полагают, что первая дает завышенные, а вторая заниженные результаты, а истинный возраст охотских пород имеет некоторое промежуточное значение.

В 1975 г. автор монографии провел маршрутные исследования по речкам Няннаге и Дальсичан и собрал большую коллекцию пород няннагинской и дальсичанской свит. Химические составы пород (табл. 21) показывают, что няннагинская свита в первичном виде представляла вулканогенную толщу пород базальт-андезит-дацитового состава непрерывной известковистой серии. На вариационных диаграммах (рис. 13) можно видеть, что щелочно-известковый индекс серии 60 при высокой известковистости пород, низкой их щелочности и очень низком содержании калия не только в основных, но и кислых разностях. По особенностям состава эта серия пород определенно похожа на курультинскую толщу Алданского щита или на далдынскую серию Анабарского щита. Комплекс дальсичанской свиты тоже имеет первично-вулканогенное происхождение, но его слагает непрерывная серия вулканитов менее известковистого состава. Это известково-щелочная серия с индексом 53 и несколько повышенной калиевостью всех пород. По общему составу это более кислая свита, и ее средний состав близок к андезиту. В нядбакинской серии, с одной стороны, снова увеличивается содержание основных пород, а с другой — кислых гранулитов, т.е. химических аналогов дацитов и риолитов. Многочисленные анализы основных, средних и кислых пород этой серии приводятся в монографии О.В. Авченко [1977].

Все это дает нам обычную эволюционную картину архейского вулканизма. В низах — известковистая, малощелочная базальт-андезит-дацитовая серия, в средней час-

ти — щелочно-известковистая непрерывная серия с преобладанием пород среднего состава и, наконец, в верхах разреза — известково-щелочная почти контрастная серия с преобладанием самых основных и самых кислых вулканитов.

Породы Охотского массива были регионально метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и позже испытали процесс наложенного метаморфизма высокотемпературной амфиболитовой фации, а также сильную гранитизацию и мигматизацию. Детальный анализ гранулитовых парагенезисов, выполненный Г.А. Гринбергом и О.В. Авченко, позволяет говорить о гранулитовом метаморфизме сугамской фации глубинности при температуре 750–800°С и давлении 8–10 кбар. Наложенный метаморфизм амфиболитовой фации отвечает условиям биотит-силлиманитовой и гранат-кордиерит-ортоклазовой субфаций (650–725°С и 6–8 кбар). По-видимому, отторгнутые раннеархейские глыбы Охотского массива находились в такой же геологической позиции, как гранулитовые глыбы внутри Олекмо-Станового подвижного пояса. Их диафторез и мигматизация отвечают этапу джугджуро-становых орогенных событий. Нами обнаружены диоритовые и сиенитовые породы (см. табл. 21), аналогичные диоритовым плутонам становид. Г.А. Гринберг описал ксенолиты становых анортозитов в мезозойских эффузивах, окружающих Охотский массив.

Анализ структурного положения кристаллических глыб Охотского массива и их вещественного состава заставляет прийти к выводу, что это типичный фрагмент раннеархейских кристаллических образований внутри позднеархейского Джугджуро-Станового подвижного пояса, протягивающегося далеко на восток под чехлом рифейских платформенных образований.

ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА И КРАТОНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Восточно-Европейская платформа, как и Восточно-Сибирская, окончательно сформировалась и стабилизировалась к протерозойскому рубежу 1,7 млрд. лет. Рифейские (иотнийские) отложения образуют на ней осадочный чехол. Крупнейшие структурные элементы Восточно-Европейской платформы: Балтийский и Украинский щиты и Русская плита. Мы остановимся на геологическом строении и магматических комплексах Балтийского и Украинского щитов.

БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

Основные черты строения Балтийского щита определяются распространением следующих разновозрастных подвижных поясов: раннеархейских саамид (древнее 3 млрд. лет); беломорско-докарельских позднеархейских образований (2,8–2,4 млрд. лет), нижнепротерозойских свекофенид и карелид (2–1,8 млрд. лет), готид (1,7–1,4 млрд. лет), дальсландид (1,2–0,9 млрд. лет) (рис. 14).

Саамский подвижный пояс (более 3 млрд. лет)

Самый древний пояс — Саамский — слагает центральную часть Кольского полуострова и еще со времени работ А.А. Полканова [1935] рассматривается как древнейшее ядро, вокруг которого происходило разрастание Балтийского щита. Главные геоструктурные единицы, впервые выделенные А.А. Полкановым, легли в основу всех последующих схем тектонического районирования Кольского полуострова.

Положение о наличии здесь древнейших образований в последнее время подвергается сомнению. Главным доводом служит то, что самой древней изохронной датой для гранулитовых пород кольской серии оказывается 2,9 млрд. лет. Здесь надо учитывать, что гранулитовый метаморфизм всегда сильно оторван от времени первичного формирования толщ подвижного пояса и осуществляется уже в следующую эпоху в связи с заложением соседнего подвижного пояса. Дата 2,9 млрд. лет, относящаяся к гранулитовому метаморфизму, как раз и может свидетельствовать о том, что формирование осадочно-вулканогенных толщ кольской серии происходило раньше, в предшествующую тектоно-магматическую эпоху, т.е. 3,3–3,5 млрд. лет. Имеются также косвенные геологические основания считать Центрально-Кольский массив или его Норвежско-Кольскую ветвь раннеархейской. Поскольку массив перекрывается плащом слабо- и среднеметаморфизованных образований, безусловно, верхнеархейского возраста (2,8 млрд. лет), естественно полагать, что нижний кристаллический структурный ярус сформирован гораздо раньше, в предшествующий раннеархейский геотектонический цикл. И наконец, комплексы кольской серии прорваны Мончегорским плутоном, для которого имеется Rb-Sr изохрона по минеральным фракциям пород 3340 ± 68 млн. лет [Lippolt, Wasserburg, 1973].

В вертикальной геологической градации на Кольском полуострове выделяются три разновозрастных структурных этажа.

Самый нижний состоит из кристаллических образований Мурманского и Центрально-Кольского блоков, относящихся к раннеархейским образованиям Саамского подвижного пояса, которые к позднеархейскому времени были предварительно консолидированы.

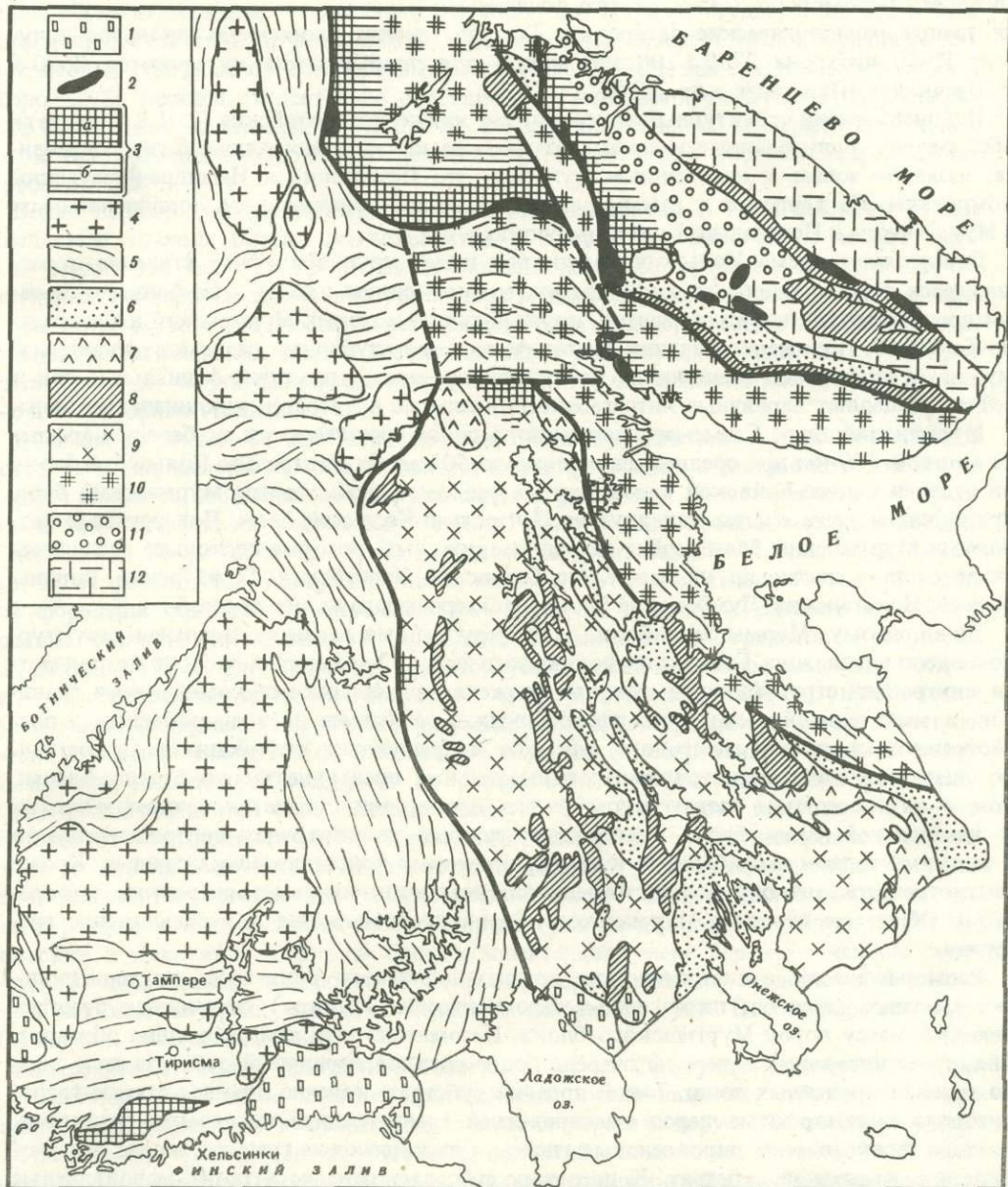


Рис. 14. Геологическая схема восточной части Балтийского щита

1 - граниты рапакиви; 2 - анортозиты; 3 - гранулитовые комплексы повышенных (а) и умеренных (б) давлений; 4,5 - Свекофенский подвижный пояс: 4 - граниты, 5 - осадочно-вулканогенные и гранитизированные образования; 6 - осадочные толщи ятулия; 7,8 - Беломорско-Докарельский подвижный пояс - осадочно-вулканогенные толщи сумия (7) и лопия (8); 9 - гранито-гнейсы и граниты; 10 - беломорские гнейсы, амфиболиты и граниты; 11, 12 - Саамский подвижный пояс: 11 - гнейсы и сланцы кольской серии, 12 - граниты и гнейсо-граниты Мурманского и Кольского блоков

Средний структурный этаж представляет собой чехол, который откладывался в пологих и спокойных синклиниях¹ (Кейвы) или в локальных и приразломных синклинальных впадинах (Сальные Тундры, Колмозеро-Воронья и др.) на корях выветривания и поверхности выравнивания нижнего кристаллического структурного яруса в позднеархейское время (2,8-2,6 млрд. лет), т.е. параллельно с формированием

соседнего Беломорско-Докарельского подвижного пояса. Для этих образований имеются точные радиологические датировки. Так, для лебяжинских метавулканитов полуцена Pb-Pb изохрона 2780 ± 100 млн. лет, а для прорывающих их гранитов 2620 ± 30 млн. лет [Пушкарев и др., 1978].

Наконец, третий структурный ярус — это уже нижнепротерозойские (2–1,8 млрд. лет) образования, приуроченные к самым поздним расколам кристаллического фундамента, шовным зонам и наложенным мульдам. Это Печенгский и Имандра-Варзугский комплексы. Но вернемся к самым ранним саамским образованиям, локализованным в Мурманском и Центрально-Кольском блоках.

В настоящее время Кольский полуостров имеет крупноблоковое строение и расчленяется более молодыми глубинными тектоническими швами и глубинными зонами проницаемости на ряд сегментов, крупнейшие из которых Мурманский и Центрально-Кольский. Положение поздних тектонических зон глубинных разломов, по-видимому, не случайно, они появляются на стыках крупных структурно-фациальных зон и сейчас разделяют первичные интрагеоантиклинальные и интрагеосинклинальные зоны.

Мурманский блок Саамского подвижного пояса протягивается по берегу Баренцева моря на 500 км при средней ширине около 50 км. От Центрально-Кольского блока он отделен Северо-Кейвской зоной крутых разломов, по которым Мурманский блок приподнят и даже слегка надвинут на Центрально-Кольский блок. Поперечными разломами Мурманский блок разбит на ряд мелких глыб, которые несколько различаются по составу слагающих их пород. Это Титовский, Урагубский, Териберский, Вороньинский, Йокаганский, Лумбовский блоки (с северо-запада на юго-восток).

По-видимому, Мурманский блок — это крупнейшая геоантиклинальная структурно-вещественная зона Саамского подвижного пояса. Характерно, что она не поддается внутренней стратификации, так как сложена плутоническими комплексами гранитов, в значительной части реоморфизованных с реликтами древнепироксеновых плагиогранитов и, редко, гнейсового субстрата и древнейших амфиболитов. Существенно плагиоклазовые гранитоидные породы развиты преимущественно в северо-западном и юго-восточном частях Мурманского блока, они считаются наидревнейшими. В центральной части блока преобладают породы диорит-гранодиоритового состава с мелкими телами амфиболитов и двупироксеновых кристаллических сланцев. Кроме плагиогранитов, широко распространены плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты. Общее же строение Мурманского блока представляется как существенно гранитное.

Реоморфизованные анатектические граниты калиевого ряда (или, по терминологии местных геологов, палингенно-метасоматические граниты) составляют преобладающую массу пород Мурманского блока. Несомненно, это самые поздние образования, а нас интересует в первую очередь более древний первичный субстрат этих сильно гранитизированных толщ. Такой древний субстрат, конечно, прошел стадию гранулитового метаморфизма перед массивированной гранитизацией калиевыми гранитами, поэтому всякого рода пироксеновые гнейсы и пироксеновые граниты можно рассматривать как древний субстрат. К древнему субстрату относятся также малокалиевые гранитоидные породы, выделяемые в нижнеархейскую формацию гранодиоритов—тоналитов—плагиогранитов [Гранитоидные формации..., 1978].

Еще со времен исследований А.А. Полканова древнейшей гранитоидной формацией Кольского полуострова считается ассоциация гранодиоритов и плагиогранитов. Ее средний состав примерно соответствует тоналиту, и она широко распространена и в Мурманском и в соседнем Кольском мегаблоках. В породе преобладают плагиоклаз, кварц, биотит, в малых количествах присутствует калишпат, амфибол, пироксен. Для всей формации в целом характерно наличие непрерывного ряда пород от диоритов до плагиогранитов и, по-видимому, тесная пространственная и временная связь с вулканическими членами супракрустальных разрезов кольской серии.

Судя по описанию В.Р. Ветрина [1979], гранитоидные породы этой формации иногда ассоциируют с породами основного состава, которые присутствуют в виде линзо-

видных или лентовидных включений амфиболитов. Породы среднего состава в этой формации практически не встречаются, а основная масса имеет гранодиоритовый или тоналитовый состав со средней кремнеземистостью 68–70%, при среднем содержании К около 1,5%; породы относительно обогащены элементами группы Fe и обеднены Rb и Ba при низком отношении изотопов Sr. Можно полагать, что мы имеем дело с аналогом бимодальной габбро-плагиогранитной формации или с формацией древнейших серых гнейсов.

Более поздние микроклиновые граниты мигматизируют и гранитизируют ранние комплексы гранодиоритов, плагиогранитов и осадочно-вулканогенные толщи кольской серии. Это молодая гранитная ассоциация калиевых гранитов–мигматитов, образующихся одновременно с прогрессивным метаморфизмом амфиболитовой фации. В упомянутых монографических работах по гранитоидам известны многочисленные попытки их расчленения и обособления на ряд групп и субформаций, таких, как анатектит-граниты, палингенно-метасоматические, интрузивно-анатектические, аллохтонные и автохтонные граниты.

В самом широком смысле калиевые гранитоиды Мурманского и Кольского блоков могут быть определены как гранит-мигматитовая формация, в составе которой всегда имеется какая-то неопределенность, связанная с реликтами более древнего субстрата, как в виде отчетливых реликтовых блоков, так и в виде неопределенных прослоев и меланосом. Жильный же материал всегда может быть выделен и химически обособлен. Из-за упомянутой неопределенности часто остается неясным, имеется ли в данной формации обычный гомодромный ряд пород от средних к кислым или только крайние разности эвтектических, предельно кремнеземистых гранитов. Как пишет В.Р. Ветрин [1979], для калиевых гранитов установлено некоторое изменение их состава от северо-западной к юго-восточной части Мурманского блока, определяемое увеличением содержания кремнезема, суммы щелочей и отношения калия к натрию. Такие изменения объясняются изменением глубины формирования и соответственно изменением давления, влияющими на состав котектических гранитных расплавов.

Центрально-Кольский блок занимает осевую часть Кольского полуострова, он отделяется от Мурманского блока Кейвско-Поросозерской мобильно-проницаемой зоной, а на юге на сочленении с беломоридами Терского и Лоттинского блоков ограничен Печенгско-Варгзугской зоной. Центрально-Кольский блок разделяется Цангинской зоной разломов с интрузиями габбро-лабрадоритов на два крупных блока: Западно-Кольский и Кейвский. Кейвский блок в значительной мере перекрыт чехлом более молодых образований тундровой и кейвской серий, древние саамиды обнажаются здесь незначительно, их описания известны по работе А.П. Белолипецкого и др. [Геология и геохимия..., 1980].

Внутреннее строение Центрально-Кольского блока Саамского подвижного пояса определяется сочетанием линейно-протяженных синклинальных структур, выполненных парагнейсовыми и сланцевыми толщами стратифицируемой кольской серии, и относительно редких антиклинальных поднятий, сложенных плагиогранито-гнейсами и магматитами. Приуроченность комплекса гранито-гнейсов к антиклинальным частям архейской структуры освещалась еще Л.Я. Харитоновым [1966] и позже была подтверждена. Высказывались идеи рассматривать гранито-гнейсовые антиклинальные поднятия как комплекс основания, выполняющий роль фундамента для гнейсово-сланцевой толщи кольской серии. Однако целый ряд более поздних исследований [Глебовицкий, 1973; Лобач-Жученко и др., 1972; Добржинская, 1978] усомнились в возможности выделения фундамента для кольской серии.

Антиклинорные поднятия Центрально-Кольского блока сложены диоритами, гнейсо-диоритами и плагиогранитами, которые сейчас объединяются в ассоциацию так называемых серых гнейсов. Их подробные описания есть в работе И.Д. Батиевой и И.В. Белькова [1968], а геологические и структурные особенности хорошо описаны П.М. Горяиновым [1981]. В плане серые гнейсы формируют крупные овалы и поло-

Средний химический состав гранитоидных пород Мурманского и Центрально-Кольского блоков

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
<i>n</i>	4	3	7	4	2	44	73
SiO ₂	69,88	71,67	59,90	64,07	70,30	70,04	71,79
TiO ₂	0,42	0,22	0,73	0,59	0,39	0,32	0,33
Al ₂ O ₃	14,91	15,12	16,23	16,62	14,32	15,38	14,00
Fe ₂ O ₃	1,21	0,87	1,93	1,55	1,63	1,09	1,17
FeO	2,25	1,41	4,37	2,40	1,32	1,66	1,44
MnO	0,04	0,03	0,11	0,06	0,06	0,04	0,04
MgO	1,07	0,51	3,34	1,63	0,84	0,88	0,68
CaO	3,46	2,76	5,89	4,28	2,42	3,11	1,71
Na ₂ O	5,17	5,96	4,09	5,21	4,46	4,90	3,74
K ₂ O	0,89	1,27	1,50	1,72	3,81	1,76	4,24
P ₂ O ₅	0,16	0,08	0,18	0,24	0,13	0,12	0,10
Rb	17	27	25	45	160	77	133
Sr	475	375	500	1800	780	540	590
Ba	540	340	270	1200	1100	2130	1300
Zr	220	170	85	355	250	114	300
V	60	52	90	120	90	40	50
Cr	—	—	80	30	20	11	20
Co	8	4	20	15	4	10	3
Ni	15	4	70	50	31	9	20

Примечание. 1, 2 — эндрбиты и биотитовые плагиограниты Канентъяврского массива (по А.Н. Виноградову, Г.В. Виноградовой [1979]); 3 — габбро-плагиогранитный комплекс массива Лумбовка; 4, 5 — первая и вторая фазы гранитов Нуккешъяврского массива (по В.Р. Ветрину [1979]); 6 — формация гранодиоритов—плагиогранитов Саамского пояса; 7 — гранит-мигматитовая формация Саамского пояса [Гранитоидные формации..., 1978].

сы, вытянутые в северо-западном и меридиональном направлениях. Крупные морфологические формы серых гнейсов подчеркиваются облекающими их супракрустальными гнейсово-сланцевыми комплексами кольской серии. Внешне это неравномерно-зернистые, серого цвета, гнейсированные породы с прерывисто-струйчатым распределением темноцветных минералов. Полосчатых текстур серые гнейсы не имеют, и в них не наблюдались сколько-нибудь выраженные складки, хотя изредка встречаются пятна более меланократовых пород. В целом серые гнейсы сохраняют признаки реликтовой субгоризонтальной гетерогенности, более ранней, чем возникшая по гнейсам крутая "кольская" гнейсовидность. Их состав колеблется от гранодиорита до плагиогранита, варьируя по своей кремнеземистости. Химические анализы приводятся в табл. 22. В некоторых местах среди серых гнейсов были обнаружены реликты эффузивных структур [Батиева, Бельков, 1968], что позволило И.Д. Батиевой говорить о древнейшей вулканоплутонической ассоциации. Речь идет о двух комплексах: о плагиогранитных или тоналитовых плутонах с реликтами основных пород, т.е. бимодальной габбро-плагиогранитной формации, и о вулканическом комплексе непрерывной щелочно-известковой серии базальт-андезит-дацитового ряда с известково-щелочным индексом 58 и средним андезитовым составом. Последняя объединяется И.Д. Батиевой в субформацию гранодиорит-порфиров и пироксеновых диоритов.

Выше серых гнейсов залегает гнейсово-сланцевый комплекс кольской серии. Гнейсы и сланцы кольской серии слагают линейные синклиналиные впадины. Лежат они на гранито-гнейсовом субстрате. Кольская серия подразделяется на нижнюю толщу интенсивно-мигматизированных биотитовых гнейсов и верхнюю более мощную толщу, в которой основные и средние первично-вулканогенные породы переслаивают-

ся с первично-осадочными породами мергелистого, глиноземистого и кремнеземистого состава, т.е. происходит переслаивание сланцев и гнейсов основного и среднего состава с метаморфизованными парапородами. Мощность верхней толщи оценивается в 3000 м.

Верхняя толща распространена широко на всей территории Центрально-Кольского блока и наиболее полно представлена в юго-восточной части — район Чудзьявр—Волшпахк. Л.П. Бондаренко и В.Б. Дагелайский [1968] расчленяют верхнюю толщу на три свиты: пинкельяврскую, представленную биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, сланцами, амфиболитами и магнетитовыми сланцами; чудзьяврскую, сложенную основными кристаллическими сланцами, амфиболитами, биотитовыми и амфиболовыми гнейсами с маломощными прослоями амфибол-магнетитовых, гранат-амфиболовых и магнетитовых сланцев; волшпахкскую, существенно высокоглиноземистую с силлиманит-гранат-биотитовыми, гранат-биотитовыми и кордиеритосодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями биотитовых гнейсов. По преобладающим породам первую свиту можно назвать гнейсово-сланцевой, вторую — сланцевой основного состава, третью — парагнейсовой глиноземистой. Во всех свитах несомненно есть первично-осадочные породы, перемещающиеся с основными, средними и кислыми вулканитами. Намечаются следы крупной ритмичности с переслаиванием терригенных, хемогенных и вулканогенных пород. Восстановление первичного состава пород позволяет предполагать, что в нижней свите основные вулканиты переслаиваются с песчаниками и мергелями, в средней преобладают основные вулканиты, переслаивающиеся с алюмо-кремнистыми осадками, в верхней свите преобладают существенно глиноземистые пелитовые и железисто-кремнистые осадки.

П.М. Горяинов [1981] для Приимандровского района говорит о следующей структурно-стратиграфической последовательности пород (снизу): 1) серые гнейсы; 2) амфиболиты, железистые кварциты, амфиболовые и биотитовые гнейсы, лептиты (500—800 м); 3) слюдяные высокоглиноземистые гнейсы (400—600 м).

Таким образом, в крупном плане для Центрально-Кольского блока намечается двучленный разрез. Нижний представлен плутонической ассоциацией серых гнейсов бимодальной плагиогранитной формации и частично вулканической непрерывной серии толеит-андезит-дацитового состава. Вверху увеличивается роль первично-осадочных пород, переслаивающихся с основными и кислыми вулканитами.

Все породы кольской серии регионально метаморфизованы. Очень важен факт достаточно позднего развития гранулитового метаморфизма при явном наложении гранулитового метаморфизма на уже метаморфизованные породы амфиболитовой фации [Бондаренко, Дагелайский, 1968].

Геохронологические исследования [Тугаринов, Бибилова, 1980; Пушкарев и др., 1978, 1979] показывают, что в верхнеархейское время 2,8 млрд. лет назад все саамские породы претерпели всеобщий мощный процесс эндогенного изменения, который полностью закрыл древнюю радиологическую систему отсчета времени и открыл новую. Несмотря ни на какие старания, никто не может пробиться через этот барьер в 2,8 млрд. лет. Так, датирование серых гнейсов Приимандровского района [Пушкарев и др., 1979] дает 2750 млн. лет, гиперстеновых тоналитов Мурманского блока — 2850 ± 20 млн. лет, хотя и предполагается, что эти значения отвечают не первичному возрасту пород, а позднему реоморфизму фундамента. Изометричные зерна гранулитовой фации и идиоморфные зерна амфиболитовой фации дают один и тот же возраст $2,75 \pm 0,05$ млрд. лет [Бибилова и др., 1982], такие же цифры дают Rb-Sr изохронные определения [Горохов и др., 1981]. Исключения составляют лишь две Pb-Pb изохроны по валовым пробам: одно значение (3150 ± 150 млн. лет) для гнейсов кольской серии [Миц и др., 1982] и другое (3130 ± 100 млн. лет) для гиперстеновых тоналитов Мурманского блока [Пушкарев и др., 1979].

Метаморфизм гранулитовой фации Центрально-Кольского блока, по-видимому,

определяется датой 2,9 млрд. лет. Перекрывающий чехол Колмозерско-Вороньей зоны и Кейвского синклиория имеет возраст 2750 ± 100 млн. лет. Интрузии анортозитов, которые трассируют шовные структуры, расчленяющие и обособляющие древний Кольско-Норвежский кратон, имеют возраст 2,8 млрд. лет. Таким образом, к рубежу 2,8 млрд. лет Кольско-Норвежский кратон был предварительно консолидирован и разбит на блоки, которые испытывали глубокое погружение и гранулитовый метаморфизм. Однако консолидация не была полной и окончательной. Новые и более молодые эндогенные события складчатости, гранитизации и метаморфизма, синхронные с такими же событиями беломорид, вполне проявились и на территории Кольско-Норвежского кратона и почти сгёрли предшествующие геологические структурные элементы. Самые древние саамские структурные элементы субмеридионального простирания практически оказываются нерасшифрованными.

Позднеархейский беломорский этап переработки саамских образований был чрезвычайно мощным и интенсивным. Как показывают исследования, генеральные структуры кольской серии, которые определяются крупными северо-западными складками, картируемыми в современном эрозионном срезе, формировались в эпоху беломорской, а не саамской складчатости [Добржинская, 1978]. Здесь полностью проявились все позднеархейские события, которые могут трактоваться следующим образом. Не к саамскому, а к позднеархейскому времени относится региональный метаморфизм гранулитовой фации и сопряженные с ним две фазы складкообразования и один этап разрывных дислокаций. К концу гранулитового метаморфизма приурочено внедрение интрузий гиперстеновых гранитов, которые тяготеют к древним разломам. Следующий этап отвечает повторному метаморфизму амфиболитовой фации, региональным процессам гранитизации и мигматизации толщ, с которыми сопряжены пять фаз складчатости и заключительная фаза разрывных дислокаций. Наконец, еще позже и локально проявился третий цикл структурно-метаморфических преобразований зеленосланцевой фации, который был одновременен с заложением нижнепротерозойского печенгского осадочно-вулканогенного комплекса.

Обособляя раннеархейский Центрально-Кольский (Саамский) кратон и проводя его границу по Имандра-Варзугской зоне разломов, мы основываемся на достаточно стандартной картине, которая определяется локализацией гранулитового пояса повышенных давлений вдоль края кратона. Край кратона отчленяется зоной погранично-кратонного глубинного разлома и трассируется цепочкой массивов анортозитов и мангеритов. В глубь кратона метаморфизм гранулитовой фации снижается до амфиболитовой. Эта картина имеет несомненную аналогию с геологической ситуацией на Витимо-Алданском щите, где так же обособляется раннеархейский Алданский кратон (с повышенными параметрами гранулитового метаморфизма на своем краю) и более молодой Олекмо-Становой пояс, граница с которым трассируется цепочкой анортозитовых плутонов.

Следует заметить, что выделяя на Кольском полуострове раннеархейский массив и противопоставляя его более молодому поясу беломорид, автор следует традиционным представлениям А.А. Полканова и Л.Я. Харитонова. Многие геологи в настоящее время объединяют кольские и беломорские образования в единую кольско-беломорскую серию и считают их разновозрастными с беломорскими и лопийскими образованиями. В такой интерпретации железисто-кремнистая формация кольской серии параллелизуется с такой же формацией верхов лопия. Причем вся геологическая история Балтийского щита предстает как двухэтапная: 1) раннедокембрийская кольско-беломорско-лопийская и 2) позднедокембрийская свекофенско-карельская [Этапы и типы эволюции..., 1981].

Автор не может согласиться с такими представлениями. Перед позднеархейским беломорско-докарельским этапом существовала раннеархейская Саамская подвижная область, которая к позднеархейскому времени была превращена в стабильный Центрально-Кольский кратон. Поддержку именно такого представления можно найти

в работах П.М. Горяинова [1980, 1981], который пишет о необходимости выделять древнейший Кольско-Норвежский кратон. Следующие выводы П.М. Горяинова представляются важными. Границы Кольско-Норвежского кратона совпадают с крупными тектоническими линеаментами. Эти границы согласованы со структурами беломорид, но местами секут кольские структуры. В пределах Кольского блока самые ранние структуры обладают крутой линейностью в отличие от пологой линейности в беломоридах. В кольских породах ранний андалузитовый метаморфизм испытывает наложение по линейным зонам кианитового метаморфизма, а в смежном беломорском блоке кианитовый метаморфизм совпадает с самой ранней складчатостью, т.е. в колидах к этому времени уже был сформирован свой собственный метаморфический комплекс. Ранние складчатые структуры Кольского блока испытывают деструкцию во время беломорской складчатости, когда в смежных кольских образованиях появляются послескладчатые надвиги. Наконец, кольские разрезы не имеют в своем составе гипербазитов, которые переполняют беломорские разрезы.

Таким образом, есть достаточно оснований обособлять на территории Кольского полуострова раннеархейскую (более 3 млрд. лет) Саамскую подвижную область. Эта область уже на самых первых этапах своего становления делилась на ряд контрастных геологических элементов, таких, как плутонические поднятия, представленные плагиогранитной формацией серых гнейсов, и кумулятивные впадины, заполненные вулканогенной щелочно-известковистой серией толеитов—андезитов—дацитов. Со временем в верхах разрезов увеличивается доля первично-осадочных пород — кварцитов, высокоглиноземистых и железисто-кремнистых хемогенных образований — и усиливается контрастность вулканических пород, среди которых начинают преобладать, с одной стороны, базальты, а с другой — кислые вулканы (лептиты). Саамский комплекс прошел раннеархейскую складчатость, которая сформировала структурные элементы субмеридионального простирания. К началу раннеархейского времени Саамская подвижная область предварительно была консолидирована и выступала как самый древний раннеархейский кратон. Однако консолидация этого кратона не была окончательной. Здесь в полной мере проявились все позднеархейские события: гранулитовый метаморфизм и сопряженные с ним деформации, более поздний наложенный метаморфизм амфиболитовой фации, складкообразование, региональная гранитизация и мигматизация, которые синхронны таким же событиям в соседнем Беломорском поясе. И наконец, во время формирования нижнепротерозойских наложенных мульд локально проявились дизъюнктивные преобразования и зеленосланцевый метаморфизм.

Беломорско-докарельская подвижная область (2,8—2,4 млрд. лет)

Подвижные пояса Беломорья, протягивающиеся вдоль Кандалакшского залива Белого моря, и гранитно-зеленокаменные области Центральной и Западной Карелии сформировались в позднем архее 2,8—2,6 млрд. лет назад.

Очень долго в геологии Балтийского щита бытовало глубокое убеждение, что это разновозрастные образования, причем беломориды трактовались как более древние архейские образования, а зеленокаменные пояса (лопий и сумий) — как более молодые нижнепротерозойские. В последнее время стал признаваться тот факт, что это разновозрастные образования [Лазарев, 1978], но относящиеся к различным структурно-фациальным зонам. М.А. Гилярова неоднократно подчеркивала, что гнейсы Беломорья не являются фундаментом для докарелия (лопия и сумия), а являются лишь геоантиклинальным типом его разреза. Еще в 1963 г. эта исследовательница сформулировала те идеи геологического расчленения территории, которые сейчас нашли полное подтверждение. А именно, что докарельские (лопские) эвгеосинклинальные образования и беломорские геоантиклинальные толщи являются разновозрастными, но представляют собой разные типы разновозрастных разрезов. От

них "наглухо" отделяется эпиплатформенный ятулий (собственно карелий), который откладывается уже на консолидированном массиве, сложенном докарельскими образованиями.

Таким образом, геологические и структурные исследования Беломорья и Карелии [Гилярова, 1967; Робонен и др., 1974; Лазарев, 1978] привели к выводу, что древние тектонические элементы этих районов являются сквозными, а эндогенные процессы, происходящие в них, в основном синхронными. Существует двойственное понимание термина "карелиды", которым в узком и точном смысле обозначаются только ятулийские образования Карелии, а в широком — также и гранит-зеленокаменные пояса лопия и сумия. Эта путаница хорошо известна всем исследователям щита, но нигде не объясняется в литературе и может поставить в тупик неискушенного читателя, поэтому здесь необходимы пояснения и некоторая история взглядов на геологическое строение Карелии.

В первоначальном понимании [Тимофеев, 1936; Судовиков, 1937] карельские образования всегда рассматривались только в объеме ятулия. Приоритет в использовании термина карелиды принадлежит финским геологам. Еще в 1925 г. П. Эскола объединил группы ятулийских, калевийских и ладожских образований в горную цепь Карелид, протягивающихся от Ладожского озера на северо-запад до Лапландии. Восточнее этого складчатого пояса располагается Ятулийский материк, описанный Х. Вяюриненом в 1933, 1939 гг. [1959]. Этот автор считал, что на территории Карелии и Восточной Финляндии выделяется гранито-гнейсовый массив (Ятулийский материк), в котором четко обособляются два этажа: метаморфизованные и прорванные гранитами докарельские формации и карельские (ятулийские) образования, залегающие на них с резким несогласием и не испытавшие геосинклинального развития. Карельский складчатый пояс Саво-Ладожской зоны, по Х. Вяюринену [1959], окаймляет Ятулийский материк с запада и частично надвинут на его форланд. К совершенно таким же выводам пришла в послевоенные годы М.А. Гилярова, выделившая сланцевый геосинклинальный докарелий и послегеосинклинальные образования ятулия. Карельский срединный массив обособляет и Л.Я. Харитонов [1966]. Пояса складчатых протерозойских карелид окаймляют Карельский массив и с запада (Саво-Ладожская зона) и с северо-востока со стороны беломорид. Последние, по Л.Я. Харитонову, имеют двухэтапную историю, которая включает собственно беломорский период седиментации, складчатости, метаморфизма и гранитизации и карельский этап деформации и гранитизации тех же беломорских образований, в то время как ятулийский супракрустальный этаж здесь полностью эродирован.

Позже К.О. Кратц [1963] расширил понятие карелид, включив в них и весь нижний лопийский этаж. В 50-е годы усилиями К.О. Кратца, его учеников и последователей была создана Стратиграфическая шкала восточной части Балтийского щита, которая сыграла огромную роль, определила на несколько десятилетий работы на щите и была принята как эталон стратиграфических шкал СССР и Европы. В этой шкале к архейским образованиям относились беломорская гнейсовая серия и гранито-гнейсовый фундамент Карелии. Все вышележащие образования считались протерозойскими и объединялись под общим названием карелид. Нижний протерозой включал в себя лопийский и сумийский отделы зеленокаменных поясов. Наличие углового несогласия между лопием и сумием послужило основанием для выделения эпохи складчатости, названной ребольской. Отделы среднего протерозоя получили названия (снизу): сариолий, ятулий, суйсарий. Нижние отделы (лопий и сумий) интерпретировались как геосинклинальный этап развития подвижной области карелид, при этом сумий отвечал этапу завершающей геосинклинальной складчатости. Толщи сариолия рассматривались в качестве орогенных внутренних моласс, сменившихся протоплатформенными отложениями ятулия. Весь разрез интерпретировался как единый цикл развития продолжительностью около 1 млрд. лет, и этот цикл именовался карельским.

В дальнейшем геологический смысл выделенных подразделений не изменился, но

изменились возрастные рубежи. Как выяснилось, лопские образования имеют очень древний архейский возраст (2,8–2,7 млрд. лет) и их формирование происходило синхронно с сильно метаморфизованными породами беломорской серии. Граниты, секущие весь лопский отдел и синхронные с ребольской складчатостью, имеют возраст 2,7 млрд. лет. Следующие граниты датируются цифрами 2,4 млрд. лет. Перед отложением протоплатформенного ятулия вся Центрально-Карельская область была превращена в стабильный кристаллический массив.

В 1977 г. была утверждена новая Стратиграфическая шкала, где лопий и сумий отнесены к архейским образованиям. Понятие протерозойских карелид снова сузилось, им снова стали обозначать только нижнепротерозойские ятулийские образования, которые синхронны свекофенским образованиям Южной и Центральной Финляндии с возрастом 2–1,8 млрд. лет. Таким образом, зеленокаменные пояса Карелии нельзя называть карелидами, так как ничего, кроме путаницы, это не дает. И сейчас приходится только жалеть, что они не имеют собственного названия.

В настоящее время изменилось также понимание селецкой складчатости, которую считали завершающей. Очень важным для геологии Карелии является положение сортовальской и ладожской серий. К.О. Кратц считал первую аналогом лопия, а вторую — сумия. Складчатость ладожской формации считалась селецкой и фактически определяла этот деформационный этап. Сейчас выясняется, что ладожская серия формировалась после ятулия и по существу должна быть отнесена к свекофенским образованиям. Соответственно исчезает главный тектонотип селецкой складчатости, хотя сам этап тектономагматической активизации орогенного типа на уровне 2,4 млрд. лет несомненно остался. Завершающей складчатостью докарельского лопийского отдела является ребольская с возрастом 2,6 млрд. лет.

Рассмотрим сначала поздnearхейские образования Беломорья, а потом Центральной Карелии.

Беломориды с севера ограничены Имандра-Варзугской зоной разломов на границе с ранnearхейским Центрально-Кольским кратоном, а на юге граничат с карельским сегментом поздnearхейских образований по Восточно-Карельской проницаемой зоне.

Сложноскладчатые образования беломорид выделяются под названием беломорской серии, состоящей из гранито-гнейсов и гранитов с чередующимися полосами слюдяных гнейсов, высокоглиноземистых гнейсов и амфиболитов, количество которых варьирует по разрезу, сохраняя при этом большую однородность состава и строения на большой территории.

По данным М.И. Стенаря [1976], в Чупинско-Лоухском районе в составе беломорской серии выделяются три свиты (снизу вверх): керетьская — существенно гранито-гнейсовая с прослоями амфиболитов; хетоламбинская — представленная амфиболитами, чередующимися с гнейсами; чупинская, преимущественно состоящая из гранат-кианитовых гнейсов, переслаивающихся с плагигнейсами. В породах беломорской серии отсутствуют какие-либо структурные или текстурные признаки, свидетельствующие о первичной природе этих образований. Все породы многократно деформированы и метаморфизованы. Однако петрохимические данные свидетельствуют, что амфиболиты имеют состав толеитовых базальтов, а плагноклазовые и амфиболовые гнейсы — магматических серий андезит-дацитового состава. Глиноземистые гранат-биотитовые и гранат-кианитовые гнейсы чаще всего относят к первичным пелитам.

Севернее Чупинско-Лоухского блока располагается Ёнский блок беломорид, в котором также на брахиформных или куполовидных гранито-гнейсах крутогорской свиты залегают супракрустальные образования ёнской и других свит, сложенных кианит-гранатовыми, биотитовыми, амфиболовыми, глиноземистыми гнейсами и амфиболитами. Эти супракрустальные образования заполняют почти субширотный Ёнский синклиорий. Н.В. Горлов [1967] полагает, что разрезы Чупинско-Лоухского и Ёнского районов различаются, а комплексы Ёнского района представляют более верхние подразделения беломорид.

К беломоридам следует отнести также Терский и Лоттинский блоки, а также Лапландский блок на территории Полярной Финляндии, в центре которого располагается большое оз. Инари. Западный и южный края Лапландского блока в свекофенское время (1,9 млрд. лет) испытали метаморфизм гранулитовой фации, но его внутренняя часть менее метаморфизована и представляет сочетание брахиантиклинальных структур, сложенных тоналитовыми гнейсами, мигматитами архейского возраста и сложноветвящимися сланцевыми зонами зеленокаменных поясов. Это сланцевые зоны Апукасьярви, Куорбоярви, Неллимо, Вятсари. Изотопные данные свидетельствуют о возрасте тоналитов 2,8 млрд. лет, а сланцев — 2,6 млрд. лет.

По-видимому, в беломоридах необходимо различать супракрустально-сланцевые, первично-осадочно-вулканогенные толщи кумулятивных впадин и сложные плутонические образования купольной или брахиантиклинальной формы, в составе которых есть и комплексы основания беломорид. Традиционный разрез беломорской серии в составе керетской, хетоламбинской и чупинской свит отнюдь не представляет собой нечто единое целое. Нижняя керетская свита отличается от верхних тем, что нацело сложена гранито-гнейсами, и некоторые исследователи [Горлов, 1967] рассматривают ее целиком как фундамент беломорид. По-видимому, все же речь должна идти о ремобилизованных поднятиях с реликтовыми фрагментами основания.

Исследования последних лет, главным образом О.И. Володичева [1975], показали, что внутри беломорского комплекса имеются реликтовые участки древних пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, которые были подвергнуты интенсивным дислокациям и преобразованиям. Более того, существуют предположения, что значительная часть амфиболито-гнейсовых толщ беломорской серии сформирована за счет глубокого преобразования более раннего сложного комплекса пород гранулитовой фации метаморфизма. Все это позволяет думать, что какая-то часть беломорид представляет собой регенерированные в беломорское время блоки саамид. Соотношения очень сходны с теми, что наблюдаются на становом комплексе Витимо-Алданского щита, где значительная часть становид представляет собой переработанный в становое время алданский фундамент. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций реликтовых гранулитов в беломоридах показывает, что метаморфизм осуществлялся при температуре 650–750°C, т.е. на границе гранулитовой и амфиболитовой фаций, но в условиях повышенных давлений 9,5–12 кбар. Это свидетельствует о большей глубинности рассматриваемого метаморфизма, чем глубинность гранулитов кольской серии. Опять здесь напрашивается аналогия с Джугджуро-Становым поясом Витимо-Алданского щита, где для древних гранулитовых глыб характерна так называемая чогарская субфация гранулитового метаморфизма повышенных давлений.

Особенностью структуры беломорского комплекса является наличие взаимно пересекающихся систем складок. Исследование беломорских гнейсов Н.Г. Судовиковым [1937, 1939, 1947] привело его к выводу, что беломорские образования дважды испытали крупные эпохи орогенических движений, складчатости и гранитизации, разделенные консолидированным состоянием толщ, когда внедрялись дайки основных пород друзитовой серии. Основные породы друзитовой серии внедрились после первой эпохи складчатости и гранитизации и сами подверглись воздействию гранитов, будинажу, амфиболитизации в более позднюю эпоху тектонических движений.

Представление о двух крупных циклах складчатости, метаморфизма и гранитизации разделял Л.Я. Харитонов [1966], который полагал, что весь комплекс беломорских гнейсов был сформирован в архейское время и прошел этапы архейской складчатости и гранитизации. Друзиты же внедрились в карельское время и вторым циклом складчатости и гранитизации в беломоридах был карельский. "В Беломорском районе супракрустальные комплексы карелид полностью эродированы, но следы карельской складчатости и процессов карельской гранитизации сохранились в структурных соотношениях глубинных пород основного ряда и процессов гранитизации" [Харитонов, 1966, с. 336].

По современным данным [Горохов и др., 1981], в беломоридах устанавливается до четырех этапов интенсивных тектонических деформаций. Два древнейших из них относятся к собственно беломорско-докарельскому возрасту (2,8–2,6 млрд. лет), два поздних отвечают уже свекофенско-карельскому времени (2–1,8 млрд. лет).

Первый деформационный цикл фиксируется в реликтовых древних глыбах, метаморфизованных в гранулитовой фации, и сопоставим по условиям метаморфизма и деформаций с гранулитами кольской серии [Володичев, 1975]. Со вторым главным циклом связано становление древнейших олигоклазовых и плагиомикроклиновых гранитов первой группы. С ранними деформациями второго цикла связано формирование не менее двух систем изоклинальных складок, а в поздний период деформаций второго цикла произошло образование главных северо-западных складчатых структур беломорид. Началу этого цикла соответствует высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой фации гранат-кианит-биотит-ортоклазовой субфации, который в конце снижается до гранат-кианит-биотит-мусковитовой субфации.

Возраст гранитов первой группы и метаморфических пород второго деформационного цикла по данным Rb-Sr изохронного метода равен 2850–2700 млн. лет [Горохов и др., 1981], а цирконы из глиноземистых гнейсов дают возраст 2770–2710 млн. лет [Бибикова, Тугаринов, 1972].

Далее, по-видимому, происходит консолидация беломорид, но, как это часто бывает, в архее консолидация бывает неполная и молодые акты тектонической активности запечатлеваются в последующих деформациях древних толщ. О консолидации свидетельствует тот факт, что на рубеже второго и третьего деформационных циклов возникали разломы северо-западного простирания, в которые внедрялись дайки ультраосновных и основных пород (друзитов). В субширотные разломы проникли граниты второй группы с возрастом 2330 млн. лет. Внедрение основных и ультраосновных пород (лерцолитов и габбро-норитов друзитовой фации) произошло между интрузиями гранитов первой и второй групп. Синхронные им основные расслоенные интрузии Финляндии датируются цифрой 2400 млн. лет [Kouvo, 1977].

Наконец, с деформациями четвертого тектонического цикла связано внедрение гранитов третьей группы. По данным Rb-Sr изохронного метода возраст этих гранитов составляет 2000 млн. лет [Горохов и др., 1973], а возраст завершающих цикл мусковитовых пегматитов оценивается U-Pb методом в 1800 млн. лет [Ступникова и др., 1970]. Это уже возраст свекофенской тектоно-магматической активизации, которая проявилась на этой более древней территории как четвертый деформационный цикл.

В свекофенско-карельское время (2–1,8 млрд. лет) Беломорская область не была консолидирована как область Центральной Карелии, и на беломоридах не откладывался протоплатформенный ятулий. Как ни странно это звучит, но возраст последней завершающей складчатости в беломоридах имеет нижнепротерозойский возраст, заключительная складчатость беломорид синхронна свекофенской нижнепротерозойской складчатости. Расположенный южнее Центрально-Карельский массив к этому времени вполне консолидирован и выступает как твердая глыба, перекрытая ятулийским чехлом. Прямоугольный выступ этого массива в районе Пяозеро–Тикшозеро–Топозеро согласно облекается ремобилизованными беломоридами.

Таким образом, можно сделать следующие выводы. В позднеархейское время на территории современных беломорид формировалась подвижная область или подвижный пояс, изначально неоднородный и дифференцированный на системы кумулятивных впадин, заполняемых осадочно-вулканогенными образованиями хетоламбинской, чупинской, ёнской и других свит и осложняемых плутоническими поднятиями керетьского комплекса. Следует заметить, что антиклинорные поднятия не простые, так как в них обособляются и реликтовые фрагменты более древнего саамского кристаллического основания, метаморфизованные в гранулитовой фации, и первичные серые гнейсы тоналитового состава, и регенерированные продукты их переработки, и разновозрастные калиевые граниты.

Позднеархейская геосинклиальная подвижная область распространялась на севере до Центрально-Кольского Саамского кратона, а на юге сливалась с раннеархейской докарельской геосинклиальной областью Центральной Карелии. Геосинклиальная стадия закончилась эпигеосинклиальным орогенезом и консолидацией, когда внедрились дайки друзитов. В следующую свекофенско-карельскую эпоху на возрастном рубеже 2–1,8 млрд. лет, когда Центрально-Карельская область продолжала оставаться консолидированной и на ней откладывался ятулийский чехол, Беломорская область испытала повторную регенерацию, новую складчатость и региональную гранитизацию. Область свекофенско-карельской переработки беломорид можно ограничить на севере лапландскими гранулитами и лапландским глубинным разломом, идущим от лапландских к колвицким гранулитам. Эта граница трассируется также цепочкой анортозитовых массивов. Юго-западная граница свекофенской активизации беломорид проходит по краю Карельского массива. Здесь же располагается ряд участков с породами, метаморфизованными в гранулитовой фации.

В Карельской мегаструктуре достаточно четко различаются два главных элемента: 1) структурно-формационный комплекс лопия и сумия или широко известная ассоциация зеленокаменных осадочно-вулканогенных поясов и 2) разделяющая эти пояса гранитоидная ассоциация, слагающая гранито-гнейсовые купола или занимающая узкие и широкие пространства между зеленокаменными поясами.

Осадочно-вулканогенные разрезы докарельского подвижного пояса, часто называемые супракрустальными, выделяются в различных районах Карелии под местными названиями: гимольская, парандовская, хаутоварская, бергаульская, тикшеозерская, ялонварская и др. Их разрезы известны по детальным описаниям многих исследователей. Как правило, выделяются две части разреза. Нижняя обычно представлена вулканогенными образованиями при широком развитии основных пород. Верхняя же часть разреза выделяется широким развитием кислых эффузивов. В обеих частях разреза принимают участие осадки хемогенного происхождения: кварциты, железистые кварциты, высокоглиноземистые и карбонатные породы. По данным В.И. Робонена и В.М. Чернова [1974], докарельские прогибы на 90–95% сложены вулканогенными образованиями и лишь на 5–10% осадочными, включая туффиты и хемогенные породы. Среди вулканитов преобладают не эффузивные, а эксплозивные фации, коэффициент эксплозивности составляет 70–80% [Робонен и др., 1975]. Палеогеографические условия в период седиментации и вулканизма в общем были однотипными на большой территории. Это условия мелководных морских впадин с цепями вулканических островов и интенсивной вулканической деятельностью.

Обратимся к конкретным примерам.

Породы гимольской серии прерывистой полосой прослеживаются от Ладожского озера на юге до озер Куйто на севере, вдоль западной границы Карелии. В составе гимольской серии выделяются два крупных вулканогенно-осадочных цикла. В нижней части среди вулканических пород имеются прослойки терригенных высокоглиноземистых пород, в верхней среди кислых эффузивов появляются железистые кварциты. На севере (Костомукша) и на юге (Совдозеро, Маньга) нижняя часть разреза представлена лавами и туфами базальтов и андезито-базальтов с прослоями графитистых кварцево-биотитовых сланцев. В центральной же части зеленокаменных поясов гимольской серии (Большеозеро, Гимолы) нижние части разрезов выделяются осадочными терригенными породами: конгломератами, гнейсами, сланцами. Верхняя же часть гимольской серии повсеместно представлена лавами и туфами преимущественно кислого состава – лептитовыми гнейсами, порфиритами, геллефлинтами с пластами сланцев и железистых кварцитов.

Вдоль границы с Беломорским блоком в виде прерывистых впадин располагается зеленокаменная полоса тикшеозерской серии, которую слагают вулканиты андезито-базальтового состава с прослоями сланцев, высокоглиноземистых гнейсов, карбонатных пород и кварцитов.

Средний химический состав пород лопийских зеленокаменных образований Карелии [Геология и петрология . . . , 1978]

Компонент	1	2	3	4	5	6
<i>n</i>	2	12	29	19	13	
SiO ₂	43,29	47,92	48,83	58,18	49,54	57,15
TiO ₂	0,20	0,48	0,96	0,98	0,99	1,06
Al ₂ O ₃	4,85	10,21	14,51	16,15	14,78	15,89
Fe ₂ O ₃	3,84	2,58	3,10	2,97	3,06	3,08
FeO	8,69	8,85	9,40	5,01	8,54	5,41
MnO	0,16	0,21	0,21	0,13	0,21	0,14
MgO	25,48	15,58	7,48	3,47	7,15	3,67
CaO	5,51	9,34	10,58	6,59	9,73	7,18
Na ₂ O	0,17	1,17	2,32	3,55	1,95	3,30
K ₂ O	0,05	0,58	0,61	1,36	0,41	1,46
P ₂ O ₅	0,05	0,09	0,12	0,27	—	0,24
Rb	1	12	17	52	10	—
Sr	5,8	36	111	233	111	—
Ni	1090	413	113	47	153	—

Примечание. 1,2 — коматииты: 1 — перидотитовые, 2 — пироксенитовые; 3 — метадиабазы; 4, 6 — метаандезиты; 5 — метабазальты. 3, 4 — оз. Палая Ламба; 5, 6 — р. Сеймчь.

Парандовская серия наиболее полно представлена в районе Хаутовары к западу от Онежского озера. Здесь низы разреза сложены вулканитами среднего и кислого состава — андезитами, дацитами с подчиненным количеством базальтов. Они перекрываются лавами базальтового состава, которые сменяются туфами и туффитами андезито-дацитов с графитистыми сланцами и колчеданными рудами. Еще выше снова в разрезе появляются лавы базальтового состава.

Парандовская серия к северу от Онежского озера снизу сложена вулканитами основного состава, которые вверх по разрезу переслаиваются с туфами среднего состава и графитистыми сланцами с колчеданным оруденением. Верхняя часть разреза представлена андезитовыми вулканитами. Проследивание парандовской толщи на восток показывает, что по направлению к беломоридам возрастает метаморфизм, и в конечном счете кислые вулканиты и сланцы нижней части разреза лопия и перекрывающие их диабазы становятся неотличимыми от беломорских гнейсов хетоламбинской свиты. Таким образом, образования парандовской серии лопия как бы непрерывно переходят в гнейсы беломорской серии [Лазарев, 1978].

В общем осадочные образования лопийских разрезов имеют латеральные фациальные вариации примерно трех различных составов: вулканогенно-терригенно-глиноземистого — тикшозерская серия, вулканогенно-кремнисто-железородного — гимольская серия, вулканогенно-черносланцево-колчеданного — парандовская серия.

Исследования в Центральной Карелии [Геология и петрология . . . , 1978] показывают, что все разрезы зеленокаменных поясов Карелии построены достаточно однотипно: нижняя часть разреза сложена основными метавулканитами толеитового состава изредка с прослоями ультраосновных лав — коматиитов, средняя часть состоит из терригенно-вулканогенных пород с песчано-сланцевыми и рассланцованными кислыми и средними эффузивами и, наконец, верхняя часть разреза представлена толщей основных метавулканитов. В отношении магматизма следует подчеркнуть, что имеется нижняя коматиит-толеитовая серия и средняя дифференцированная базальт-андезит-дацитовая, которая сверху сменяется недифференцированной гипербазит-базальтовой. Средние составы пород приводятся в табл. 23.

Западный край Карельского массива расположен на территории Финляндии. Там по-

Средний химический состав лопийских зеленокаменных пород пояса Суомсалми Восточной Финляндии [Jahn et al., 1980]

Компонент						Компонент					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
<i>n</i>	1	8	I	1	1	K ₂ O	0,12	0,21	1,91	0,40	1,30
SiO ₂	37,20	49,04	58,60	68,10	73,10	P ₂ O ₅	0,03	0,09	0,33	0,10	0,10
TiO ₂	0,30	0,60	0,89	0,39	0,19	Rb	1	5,6	48	5	35
Al ₂ O ₃	3,29	14,31	15,04	15,23	15,72	Sr	16	109	312	226	273
Fe ₂ O ₃	15,08	12,34	7,28	3,79	1,37	Zr	30	38	191	40	83
MnO	0,22	0,20	0,12	0,09	0,05	V	97	268	123	45	18
MgO	29,22	8,74	3,58	2,16	0,70	Cr	5880	616	120	71	297
CaO	3,38	10,65	5,84	3,32	1,51	Co	106	54	10	27	18
Na ₂ O	0,10	1,53	3,96	5,40	6,05	Ni	1485	177	—	22	—

Примечание. 1 — перидотитовые коматииты; 2 — базальты; 3–5 — кислые вулканические породы.

дробно описаны разрезы трех зеленокаменных впадин: Суомусалми, Кухмо и Типасъярви. Это так называемые кухмоиды. Нижние части разрезов сложены толеитовыми базальтами с редкими прослоями коматиитов, верхние части представлены андезитовыми туфами, риодацитами с небольшой долей базальтов. Возраст вулканических образований оценивается в 2,8–2,6 млрд. лет [Jahn et al., 1980]. Химические анализы пород приводятся в табл. 24.

В последней монографии карельских геологов [Вулканизм архейских . . . , 1981] с исчерпывающей полнотой даны описания разрезов почти всех зеленокаменных впадин и приведены анализы вулканических пород. Выделяются следующие вулканические формации.

Базальтовая, или коматиит-базальтовая, развитая в большинстве лопийских впадин. Она сложена исключительно метавулканиками толеитового состава, в которых иногда находятся прослои высокомагнезиальных базальтов и ультраосновных лав — коматиитов. Это довольно монотонные толщи с сильным преобладанием лав над пирокластами и осадочными породами. Толеиты этой формации относятся к высокоизвестковистым малокалиевым разновидностям с низким содержанием титана и малыми колебаниями в содержании всех других элементов.

Дацит-андезитовая формация распространена не везде, иногда продукты этой формации слагают нижние части разрезов лопид или залегают выше коматиит-базальтовой формации. Это непрерывная серия вулканитов известково-щелочного ряда от базальтов к андезитам и дацитам при существенном преобладании пород среднего состава — андезитов и дацитов, со средневзвешенным андезитовым составом всей формации.

В верхних этажах зеленокаменных разрезов, выше горизонтов полимиктовых конгломератов залегают вулканиты дацит-липаритовой формации. Они представлены метавулканиками андезито-дацитового, дацитового и липаритового состава. Это тоже непрерывная известково-щелочная серия, которая по петрохимическим особенностям сливается с предыдущей дацит-андезитовой формацией.

Таким образом, следует говорить о следующей вертикальной возрастной эволюции позднеархейского вулканизма Карелии. Начинается вулканизм излияниями высокоизвестковистых толеитовых базальтов, которые переслаиваются с ультраосновными лавами. Средние части разрезов составляют известково-щелочные серии вулканитов существенно андезитового состава. Верхние же части разрезов после прослоев полимиктовых конгломератов завершаются существенно кислой дацит-липаритовой формацией и, наконец, снова однородной базальтовой толщей.

После лопия формируется осадочно-вулканогенная толща сумийского и сариолийского отделов, которые представляют собой разрезы конгломератов, вулканогенных и

осадочно-вулканогенных образований кислого состава. Разрезы эти очень изменчивы по латерали, мощности прослоев конгломератов, базальтовых и кислых эффузивных толщ очень сильно варьируют. Сумийские образования залегают с несогласием на лопских толщах, их образование происходило при глыбововых движениях фундамента и сопровождалось складчатыми деформациями.

Известна геотектоническая трактовка сумия и сариолия как межгорных моласс, т.е. как подразделений орогенного этапа формирования.

Вулканические образования сумия и сариолия очень подробно описаны карельскими геологами [Хейсканен и др., 1977]. Кислый дацит-липаритовый вулканизм сумийского комплекса тесно связан с формацией поздних гранитов. Заключительная фаза сариолийского вулканизма была основной и представлена андезит-базальтовыми вулканическими комплексами. Этот заключительный вулканизм протекал на фоне глыбово-сводовых движений фундамента, и вулканические образования сариолия локализовались в четких грабенах. Более верхние образования ятулия, суйсария и велпия уже резко отделены от нижележащих отложений площадной корой химического выветривания на всех подстилающих породах, т.е. откладывались уже на консолидированном массиве Центральной Карелии в то время, когда рядом формировался следующий Свекофенский подвижный пояс.

После накопления вулканогенных и осадочно-вулканогенных толщ комплексы лопия подверглись тектоническим деформациям, которые известны как ребольская фаза тектогенеза [Кратц, 1963; Этапы тектонического развития, 1973]. В ребольскую фазу была сформирована система северо-западных и субмеридиональных складчатых структур, перемежающихся полос зеленокаменных поясов лопия и разделяющих их гранито-гнейсовых поясов.

В зонах интенсивных деформаций образовались сжатые складки с почти вертикальными осевыми поверхностями. Здесь проявился метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации (альмандиновых амфиболитов), а в переходных зонах к гранитным геоантиклиналям происходит интенсивная мигматизация. Там, где деформации были слабее, образуются открытые складки и метаморфизм не превышает эпидот-амфиболитовой фации. Микроклиновые гранитоидные породы, появление которых синхронно ребольской складчатости, по данным Rb-Sr и U-Pb изохронных методов имеют возраст 2,7—2,6 млрд лет.

Позже произошла некоторая стабилизация региона. В разломы и зоны растяжения северо-западной ориентировки внедрились дайки основных пород, представленных в настоящее время амфиболитами и габбро-амфиболитами, а также расслоенные интрузии перидотит-габбро-норитов в Северной Карелии.

Сумий завершает комплекс позднего архея, генетически он тесно связан с молассовыми формациями сумийско-сариолийского комплекса, которые можно считать вулканогенной молассой, переходящей в конгломератовые толщи сариолия. Более молодые ятулийские толщи залегают на сумийско-сариолийских образованиях с резким несогласием и формируют платформенный чехол.

Как и в других зеленокаменно-гранитных поясах, полосы зеленокаменных осадочно-вулканогенных комплексов разделены и расчленены гранитоидными массами, которые формируют сложно построенные массивы и диапиры. Становление этих гранитоидных масс было сложным и длительным процессом, и взгляды на их природу достаточно противоречивы. Старому мнению о гранитах как о фундаменте зеленокаменных толщ могут быть противопоставлены представления о длительном, сложном, стадийном процессе формирования гранитных диапиров, параллельном с процессом вулканического заполнения зеленокаменных впадин. Вопрос о стадиях и этапах становления гранитных масс хорошо не разработан. Некоторые исследователи [Геология и петрология . . . , 1978] предполагают существование пяти этапов последовательного становления гранитоидных комплексов в Центральной Карелии. Другие [Свириденко, Хейсканен, 1976] выделяют иные этапы гранитообразования. По составу все разнообразие гранитов Карелии сводится к двум главным разновидностям: *плагιοгранитам и гранитам нормально-*

Средний химический состав ранних гранитоидов
Центральной Карелии

Компо- нент	1	2	3	4	Компо- нент	1	2	3	4
	<i>n</i>	11	13	24		9	CaO	8,70	6,09
SiO ₂	50,23	59,37	71,30	66,96	Na ₂ O	2,02	3,75	4,24	4,39
TiO ₂	0,31	0,66	0,33	0,45	K ₂ O	0,59	1,57	2,07	2,05
Al ₂ O ₃	17,87	16,66	14,78	16,46	Rb	—	80	46	79
Fe ₂ O ₃	1,46	1,79	0,99	1,33	Sr	—	380	407	430
FeO	5,79	4,87	1,62	2,21	Ba	—	480	876	378
MnO	0,13	0,09	0,05	0,05	Zr	—	—	—	143
MgO	9,90	3,51	0,83	1,35					

П р и м е ч а н и е. Габбро-плагиигранитная формация: 1 — габбро; 2 — тоналиты; 3 — плагииграниты; [Свириденко, 1980]; 4 — олигоклазовые граниты Сунской глыбы [Геология и петрология . . . , 1978].

го ряда. Плагииграниты включают широкий ряд пород от кварцевых диоритов до кислого плагиигранита, где калиевый полевой шпат присутствует как второстепенный минерал. Граниты нормального ряда также охватывают породы от гранодиорита до аляскита, где калиевый полевой шпат является главным минералом. Плагииграниты или так называемые олигоклазовые граниты считаются наиболее древними. Они наблюдаются в виде реликтов среди более молодых калиевых гранитов.

Олигоклазовые граниты имеют целый ряд индивидуальных петрохимических и геохимических особенностей (табл. 25), отличающих их от обычных гранитов. Это пониженные содержания щелочей, преобладание натрия над калием, низкое содержание сильных щелочей (рубидия), повышенная глиноземистость, низкая железистость, высокая концентрация элементов группы железа — никеля и кобальта, высокая концентрация стронция. Очень высокое содержание стронция (до 700 г/т) свидетельствует о том, что такие граниты не являются дифференциатами ни основной, ни более кислой магмы, не являются они и продуктом корового плавления, а представляют собой самостоятельную магму, возможно, подкорового происхождения. Олигоклазовые граниты являются самыми древними, и позже они были в значительной мере замещены, микроклинизированы и превращены в более молодые микроклини-плагииолигоклазовые гнейсо-граниты и мигматиты.

Процесс формирования более поздних калиевых микроклиновых гранитов сопряжен с деформациями и метаморфизмом эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Этот метаморфизм, тесно связанный с калиевыми гранитами, охватывает и уже сформированные вулканогенно-осадочные комплексы зеленокаменных поясов. Таким образом, к моменту массового появления калиевых гранитов уже были сформированы и впадины, выполненные осадочно-вулканогенным материалом, и межвпадинные плагиигранитные (тоналитовые) плутонические поднятия. Позднее гранитообразование охватывает всю площадь, но больше концентрируется в плагиигранитных диапирах, которые начинают играть роль термоактивных куполов, термических центров регионально-метаморфизма.

В пределах Карельской мегаструктуры плутонические породы плагиигранитов были сформированы в лопский период, участвовали в ребольской складчатости и подверглись тектоническому перемещиванию, подъему и диапиризму вместе с глыбами древних пород, метаморфизованных в гранулитовой фации. Позже те и другие подверглись интенсивному пропитыванию калиевыми гранитами.

Можно предполагать, что становление олигоклазовых плагиигранитов происходило с самого начала формирования геосинклинальной области и что крупные плутоны пла-

гиогранитов вместе с каким-то количеством диоритов и габброидов (габбро-плаггиогранитная формация) формировались параллельно с осадочно-вулканогенными разрезами как плутоническая фация того же базальт-андезит-дацитового магматизма. Появление калиевых гранитов нормального ряда происходило позже, в период ребольского тектогенеза. Ребольский период включает не менее трех фаз складчатости [Лазарев, 1978] и с каждым из них связано внедрение нормальных гранитоидов. Во время складчатых деформаций отдельные гранитные тела и жилы вместе с вмещающими породами сминаются в складки. Широкое развитие получает площадная гранитизация и мигматизация вмещающих толщ. По сравнению с ранними плаггиогранитами в гранитах нормального ряда увеличивается содержание калия, кремнезема и суммы щелочей.

Внедрение нормальных гранитов калиевого ряда характерно и для следующего периода тектономагматической активизации 2,4 млрд. лет назад. Л.П. Свириденко не устанавливает каких-то отличий этих гранитов от нормальных гранитов ребольской фазы. Некоторые отличия устанавливаются лишь в несколько большем содержании микроклина и кварца и большей флюидонасыщенности поздних гранитов, что проявляется в их поздней грейзенизации и альбитизации. Имеется также некоторая разница в масштабах проявления гранитов. Поздняя гранитизация и мигматизация проявились локально, местами в зонах активизации и далеко не столь регионально, как ребольская. Наиболее поздними гранитоидными образованиями являются субщелочные сиениты и альбититы. В данном случае наблюдается общая тенденция увеличения калиевости гранитов от ранних к поздним.

Вопрос о древнем основании докарельских образований чрезвычайно запутан и противоречив. Большие площади гранитизированных пород, разделяющие сравнительно узкие и протяженные полосы вулканогенных толщ лопия, часто интерпретировали как комплекс фундамента. Прямые наблюдения показывают, что каких-либо базальных образований в основании лопийских толщ или на границе с гранито-гнейсовыми комплексами нет. По-видимому, справедливо заключение В.И. Робонена и В.И. Коросова [1966], что низы супракрустальных разрезов (в частности, район Костомукши) тонут в поле гранито-гнейсов и мигматитов. Этот комплекс гранитов никак нельзя считать древним основанием, на котором откладываются осадочно-вулканогенные толщи. Однако внутри гранито-гнейсового комплекса имеются глыбы метаморфических пород гранулитовой фации, которые могут быть реликтами более древних пород.

В пределах Карельской мегаструктуры среди обширного поля пород гранитной ассоциации (район озер Верхнее Куйто, Тулос и др.) установлены реликтовые глыбы и фрагменты пород гранулитовой фации: двуокисленосные кристаллические сланцы, гиперстен-биотитовые плаггиогнейсы, силлиманитовые гнейсы и т.д. Они детально описаны Л.П. Свириденко [1980].

Поздний диафторез, гранитизация и мигматизация сильно воздействуют на такие реликты и нивелируют отличия их состава от вмещающих гранито-гнейсов. Структурная перестройка приводит их к согласованности с вмещающими гранито-гнейсами, с которыми они контактируют без всякого видимого несогласия.

Это наиболее древние породы, развитые в западной части Карельской мегаструктуры в геантиклинальных гранитовмещающих структурах. Они представляют собой реликты древнего субстрата (табл. 26).

В последнее время Ю.И. Лазарев в фундаменте лопия Калевальского района, т.е. среди метаморфических образований с предполагаемым возрастом свыше 3 млрд. лет, выделяет три толщи: 1) толщу так называемых мрачных гнейсов, очень однородных мезократовых, обогащенных темноцветными минералами, но тем не менее кварцсодержащих, близких по составу к малокалиевым тоналитам; 2) слоисто-гнейсовую толщу, похожую на супракрустальную, сложенную слоистым комплексом амфиболитов, биотитовых, амфиболовых и гранатовых гнейсов; 3) фельзитическую лейкократовую толщу, гранито-гнейсовую, крайне неустойчивую, так как при любом метаморфизме и регенерации она превращается в гранит-мигматитовый комплекс. Стратиграфические соотношения между выделенными толщами не ясны.

Средний химический состав пород гранулитового комплекса
Северной Карелии

Компонент	1	2	3	4	Компонент	1	2	3	4
n	11	14	14	8	K ₂ O	0,87	1,68	2,11	2,14
SiO ₂	52,95	64,99	69,29	70,47	Rb	20	40	81	76
TiO ₂	1,03	0,54	0,40	0,28	Sr	456	440	280	420
Al ₂ O ₃	16,15	16,37	15,54	15,84	Ba	465	460	750	1055
Fe ₂ O ₃	3,19	1,42	0,95	0,99	Zr	87	202	320	25
FeO	7,17	3,86	2,43	1,24	V	127	51	84	29
MnO	0,16	0,10	0,06	0,03	Cr	206	238	222	162
MgO	5,11	1,86	1,02	0,85	Co	41	17	9	6
CaO	9,89	4,56	3,31	3,24	Ni	69	32	19	10
Na ₂ O	3,14	3,89	4,11	4,38					

Примечание. 1 — амфибол-двопироксеновые сланцы; 2 — эндербиты; 3 — диафторированные эндербиты; 4 — плагиогнейсы.

На территории Финляндии среди гранит-зеленокаменных поясов были обособлены тоналитовые гнейсы основания [Kroner et al., 1981], цирконы из которых дали две конкордии: 3,069 и 3,11 млрд.лет. Значение 3,1 млрд.лет было подтверждено Sm-Nd методом. Таким образом, авторы полагают, что они обнаружили дозеленокаменные гранитоидные породы или породы фундамента, на котором закладывался позднеархейский гранит-зеленокаменный пояс. Определения Rb-Sr методом для тех же тоналитов дали изохрону 2728 ± 122 млн.лет, т.е. в позднеархейское время предшествующие образования фундамента подверглись переработке. Химические анализы этих тоналитов показывают, что состав их очень однороден и в целом подобен древнейшим тоналитовым гнейсам.

Осадочно-вулканогенные разрезы докарельских образований имеют возрастные аналогии на Кольском полуострове. Здесь необходимо различать грабен-синклинали, которые формируются в зонах глубинных разломов, раскалывающих кристаллическое саамское основание, и широкие синклинальные впадины, лежащие прямо на гранито-гнейсовом саамском основании. К первому типу принадлежит серия Полмос-Порос в зоне Колмозеро-Воронья, которая формируется в зоне разлома, разделяющего Мурманский и Центрально-Кольский блоки, а также аналогичная грабен-синклиналь Имандра-Варзугской зоны, которая лежит в шовной зоне, разделяющей Центрально-Кольский и Терский блоки. Кейвская зона, наоборот, представляет собой широкую впадину, лежащую на гранито-гнейсовых Саамских блоках.

Комплекс серии Колмос-Порос известен также под названием Колмозеро-Воронья и развит в узкой, но протяженной (до 200 км) зоне разлома, примыкающей с юга к Мурманскому блоку. По данным В.А. Токарева и Л.Л. Гарифулина [1963], серия имеет три толщи: нижнюю — гнейсовую, среднюю — амфиболитовую и верхнюю — кварцит-глиноземисто-сланцевую. Петрологическое и геохимическое изучение показывает, что большая часть пород средней толщи относится к первично-эффузивным образованиям. Метавулканы основного состава отвечают по химизму толеитовым базальтам. Кварцсодержащие разности близки к кератофирам натровой спецификации.

В последнее время Полмос-Поросозерский зеленокаменный пояс был детально описан Г.М. Друговой [1982], которая пришла к следующим выводам. Вулканогенно-осадочные комплексы Полмос-Порос формируются в позднеархейское время в грабен-синклинали в зоне глубинного разлома, раскалывающего гранитизированное сиалическое основание. В низах разреза преобладают основные вулканы, которые выше переходят в серии средних и кислых вулканитов; 2,9–2,8 млрд.лет назад комплекс претерпел складчатость и региональный метаморфизм амфиболитовой фации (андалузит-силлима-

нитовая фациальная серия). В нижнепротерозойское время (1,8 млрд. лет) здесь проявился наложенный метаморфизм низкотемпературной амфиболитовой фации (кианит-силлиманитовая фациальная серия) с одновременными деформациями вдоль локальных зон расланцевания.

Имандра-Варзугская зона в докарельское время развивается как прогиб. В основании этого прогиба сначала накапливаются грубообломочные образования вместе с контрастными базальт-андезитовыми вулканитами, которые выше по разрезу сменяются карбонатно-кварцито-трахибазальтовой толщей, в которой увеличивается значение субщелочных разностей базальтов—трахибазальтов и муджиеритов. Грубообломочный характер осадков в низах разреза, наличие высокоокисленных пород — красноцветов и фациальная неустойчивость разрезов заставляет некоторых исследователей предполагать, что разрез формируется в орогенную стадию. Однако все эти признаки могут быть объяснены специфическими условиями узкой шовной тектонической зоны, раскалывающей достаточно консолидированные блоки, тем более что вверх по разрезу молассоидные образования и красноцветы исчезают, появляются тонкозернистые глубоководные осадки низкой степени окисления с внедрением пикрит-базальтовой субщелочной вулканической ассоциации.

Плутонические образования Имандра-Варзугской зоны представлены расслоенными массивами габбро-лабрадоритов и гипербазитов, которые характерны и для других шовных зон, разделяющих консолидированные блоки: Цагинский и Главного хребта. В этих слоистых гипербазит-анортозитовых массивах их нижние части сложены дунитами и гарцбургитами, в средних частях преобладают нориты и габбро-нориты, а верхние сложены габбро-анортозитами и габбро-диоритами.

Кейвская зона представляет собой широкую впадину среди древнейших гранито-гнейсовых саамских блоков. Согласно исследованиям Д.Д. Мирской [1975] в Кейвской зоне нижняя понойская серия мощностью до 5—7 км сложена разнообразными основными вулканитами, представленными в настоящее время амфиболитами и амфибол- и биотит-содержащими сланцами, которые в верхней части разреза переслаиваются со средними и кислыми метавулканитами и осадочными породами. Наличие реликтовых первичных структур позволяет говорить, что эти породы образованы по эффузивам и туфам основного (25%), среднего (50%) и кислого (8%) состава со слоистыми туфогенно-осадочными образованиями (17%) и с железистыми сланцами. Для разреза характерны частое переслаивание пород и большая изменчивость слоев по простиранию.

Лебяжинская серия начинается с терригенных образований коловайской свиты с прерывистыми линзами полимиктовых конгломератов; среднюю часть лебяжинской серии составляют мощные толщи агинской свиты кислых метаэффузивов трахиандезитового, липаритового состава повышенной щелочности. И завершается разрез терригенной малокейвской свитой, сложенной аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, конгломератами, кварцитами. Pb-Pb изохронным методом определен возраст для лебяжинских метавулканитов в 2780 ± 100 млн. лет, а для цирконов из Коловайского массива гранитов, воздействующих на лебяжинские вулканиты, в 2620 ± 30 млн. лет [Пушкарев и др., 1978].

После отложения лебяжинской серии наступил длительный перерыв, знаменующий собой консолидацию ранее образованных комплексов и их длительный размыв. Вышележащая кейвская серия сложена уже высокодифференцированными осадками (до каолиновых глин и кварцевых песков), образованными за счет перемыыва зрелой и мощной коры выветривания в стабильной платформенной обстановке. Наличие в основании кейвской серии кор выветривания и поверхности выравнивания, имеющих большое стратиграфическое значение, подчеркивается многими геологами. Все эти соотношения очень похоже на ситуацию, в которой начинается разрез ятулия в Карелии, поэтому кейвскую и вышележащую песчово-тундровскую серии Кольского полуострова коррелируют с ятулием.

Таким образом, во время заложения и формирования Беломорско-Докарельского подвижного пояса более древняя и консолидированная территория саамид Кольского

полуострова была разбита шовными тектоническими зонами на ряд крупных блоков, причем при некоторых раздвигах в узких прогибах в этих зонах образовались осадочно-вулканогенные разрезы докарельского возраста, а в глубоких сечениях шовных зон сформировался плутонический комплекс гипербазит-габбро-анортозитов.

В заключение следует сказать следующее. Беломорско-Докарельская подвижная область была образована в позднем архее. На разрушенном сиалическом основании 2,8 млрд. лет назад существовала обширная система впадин, заполненных вулканогенными и осадочными образованиями, и плутонических поднятий плагиогранитоидного состава. Вулканогенные разрезы впадин оказываются достаточно стандартными и типичными для зеленокаменных поясов. Этап эпигеосинклинального орогенеза проявился 2,6 млрд. лет назад. Он характеризовался многофазной складчатостью и региональной гранитизацией и метаморфизмом. После некоторой стабилизации 2,4 млрд. лет назад на этой же территории произошла тектономагматическая активизация, после чего наступила окончательная кратонизация подвижной области с обособлением Центрально-Карельского кратонного массива. Часть беломорских образований оказалась консолидированной не окончательно, и в нижнепротерозойское (свекофенское) время произошел новый этап орогенеза.

Свекофено-Карельский подвижный пояс (2—1,8 млрд. лет)

Свекофенский подвижный пояс распространен главным образом на территории Финляндии и Швеции. Наиболее активные события этого пояса, связанные с магматизмом, складчатостью и метаморфизмом, датируются 2—1,8 млрд. лет. Время это одновременно параллельно карельскому, поэтому пояс часто называют Свекофено-Карельским. Одновременно Саво-Ладожскую зону свекофенид часто называют Карельским складчатым поясом.

Если обратиться к истории, то название свекофениды впервые было предложено В. Рамзаем еще в 1902 г. для всего структурного комплекса Южной Финляндии, который протягивался от Вермланда в Швеции до Южной Карелии. Еще раньше Дж. Седергольм выделил складчатый ятулий, протягивающийся от северного побережья Ладожского озера до Лапландии. В. Рамзай отделил от ятулия более древний калевий. Очень длинный спор о геологических соотношениях калевия, ятулия и ладожской формации завершился тем, что П. Эскола [Eskola, 1925] объединил все три подразделения в единые карелиды, а К. Вегман [Wegmann, 1928] объяснил, что облик спорных подразделений зависит от их геотектонической позиции: ятулий — это эпиконтинентальные отложения на форланде Карельского массива, калевий является прибрежным флишем, а ладожская серия сложена осадками внутренних частей геосинклинали.

В свекофенское время на Балтийском щите могут быть намечены все главные геотектонические элементы подвижных поясов: геосинклинальные области с впадинами эв- и миогеосинклинального типа и глубоко эродированные антиклинальные поднятия, сложенные плутоническими магматическими образованиями. На соседнем Карельском консолидированном массиве в это время формируются впадины, заполненные протоплатформенными образованиями ятулия.

Общая структура свекофенид на территории Финляндии и Швеции определяется сочетанием изометричных областей, сложенных крупными массами свекофенских гранитов и дугообразными или полукольцевыми складчатыми поясами свекофенских сланцев и гнейсов. Так, огромный Центрально-Финляндский гранитоидный массив обрамляется с юга и востока Южно-Финляндским и Восточно-Финляндским геосинклинальными поясами.

Южно-Финляндский пояс простирается субширотно, при ширине до 150 км его длина на территории Финляндии около 800 км, на запад он продолжается через Ботнический залив в Центральную Швецию, на востоке пояс протягивается к Ладожскому озеру, где он разворачивается к северо-востоку вдоль границ с Центрально-Карельским стаби-

лизированным массивом. При огромной протяженности этот геосинклинальный пояс свекофенид отличается большой внутренней неоднородностью, наличием мощных геосинклинальных осадочно-вулканогенных толщ, разнообразием формационных комплексов пород и широким проявлением регионального метаморфизма. Внутренняя структура Южно-Финляндского пояса представляется сочетанием линейно ориентированных впадин, заполненных осадочно-вулканогенными образованиями, отделенных одна от другой гранитоидными или гранитизированными антиклинальными поднятиями.

В Южно-Финляндской зоне разрезы геосинклинального типа лучше всего сохранились в синклинальных впадинах Тампере и Таммела. В низах разреза устанавливается мощная толща (3000 м) граувакков и глинистых сланцев, выше залегает толща (2000 м) лептитов, возникших за счет аркозов и кислых пирокластов, еще выше залегает толща (1800–2500 м), сложенная серией основных и средних вулканитов, перемежающихся с конгломератами, аркозами, сланцами, филлитами и кварцевыми песчаниками. К югу от зоны Тампере состав пород несколько меняется. Здесь появляются черные графитовые сланцы, карбонатно-силикатные метаморфизованные породы и известняки, которые еще южнее в районе Тиирисма и Лойма сменяются вулканическими породами основного состава — порфиритами и туффитами.

В районе Ориярви [Eskola, 1927] лептиты — метаморфические аналоги андезитов, дацитов и риолитов — переслаиваются с графитосодержащими филлитами и метаморфическими аналогами высокоглиноземистых пелитов. Толщи лептитов с графитовыми сланцами, пелитами, кинцигитами, кварцитами и известняками прослеживаются далеко на запад в Центральную Швецию.

Помимо хорошо выраженных геосинклинальных впадин, выполненных осадочно-вулканогенными образованиями, для Южной Финляндии характерно и широкое развитие гранитоидных диапировых куполов. Предполагается, что диапиризм этих гранитных куполов достаточно позднее явление, связанное с повторной мобилизацией гранитоидов, слагавших отдельные массивы. Сейчас в ядрах куполов обнажаются граниты, сильно обогащенные калием.

А. Симонен [Simonen, 1960] дал обзор геологии свекофенских гранитных плутонов и классификацию плутонических провинций со следующими подразделениями: 1) гранодиоритовая, 2) трондьемитовая, 3) чарнокитовая, 4) гранитная, 5) микроклиновых гранитов и мигматитов. Гранодиоритовый тип плутонов типичен для зоны Хяменлинна-Лойма и для Ориярви. Среди светлых грубозернистых диоритов присутствуют фрагменты темных диоритов, нередко диориты тесно ассоциируют с рогово-обманковыми габбро. Трондьемитовый тип лучше всего представлен в районах Калан-ти и Турку. Это широко варьирующая по составу серия пород от горнбледитов через кварцевые габбро и дориты, переходящая в кислые трондьемиты и трондьемитовые пегматиты. Породы трондьемитового состава встречаются также с диоритами и чарнокитами.

Гранитный тип (район Центральной Финляндии и область Похьянмаа) характеризуется гранитными конечными членами, но с ними ассоциируют и более ранние габбро, диориты и гранодиориты. Наконец, микроклиновые граниты Южной Финляндии мигматизируют сланцы и гранодиориты. Они отличаются от всех других гранитов и не имеют основных и средних членов. Эскола называет их "идеальными гранитами". Они содержат примерно равное количество натрия и калия и характеризуются наименьшей температурой плавления.

Центрально-Финляндский гранитоидный массив очень гетерогенен. По его южной периферии преобладают диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. В центральной части преобладают нормальные гнейсо-граниты. В целом массив дешифрируется как изометрическая структура с концентрически-зональным строением. Ранние граниты Центрально-Финляндского массива А. Симонен обособляет в группу гранодиоритов и кварцевых диоритов, они тесно ассоциируют с амфиболитами, метабазитами и амфиболовыми плаггиогнейсами. По-видимому, речь идет о габбро-плаггиогранитной форма-

ции с рядом плутонических пород от основных до кислых с преобладанием гранодиоритовых членов. Поздние граниты принадлежат к типу калиевых микроклиновых гранитов. Иногда они насыщены останцами амфиболитов, сланцев и гнейсов или представляют собой гомогенизированные мигматиты. Возможно, что среди мигматитов имеются также переработанные реликты различных более древних пород. Возраст поздних микроклиновых гранитов оценивается в 1,9–1,8 млрд. лет [Kouvo, 1958; Simonen, 1960].

Северо-восточная ветвь свекофенид располагается к востоку от Центрально-Финляндского гранитного массива. Общее строение осадочно-вулканогенных толщ в этой структуре представляется в следующем виде. В низах разреза здесь залегает мощная толща вулканитов основного и среднего состава, в ее верхах появляются небольшие пачки кислых эффузивов — лептинитов. Выше конгломератов следует терригенная флишево-граувакковая толща, в верхах которой появляются железистые пелиты. Кончается разрез мощными слоями калиевых базальтоидов.

С востока эта ветвь свекофенид граничит с Центрально-Карельским массивом. Как пишет Х. Вяюринен [1959, с. 259]: "В свекофенское время Карельская гнейсо-гранитная область представляет собой единую жесткую глыбу, форланд, навстречу которому с запада надвинулись сланцевые толщи, образуя складчатый пояс карелид. Падение толщ — в общем на запад (восточная вергенция). Граница жесткой глыбы прослеживается в виде пологой дуги, начиная от Ладожского озера сначала на северо-запад, потом на северо-восток, вплоть до оз. Пудасъярви. Складчатость восточной ветви карельского орогена носит характер цепи передового прогиба, на что указывает наличие чисто континентальных песчано-осадочных отложений".

В западном Приладожье устанавливаются достаточно сложные соотношения внешнего края Свекофенского пояса, надвинутого на край Карельского стабилизированного массива, причем более древние образования фундамента подвергаются интенсивному воздействию гранитной регенерации и зональному метаморфизму.

Вдоль Фенно-Карельского шва развита зона глыбовых структур [Кратц, 1955; Лобач-Жученко и др., 1974] с реликтами древнего субстрата. Возраст плагиигранито-гнейсов в этих глыбах в Восточной Финляндии составляет 2800 млн. лет [Kouvo, 1964; 1968]. Возраст древних глыб гранито-гнейсового фундамента в Приладожье в Коккосельском и Импилахтинском блоках, определен Rb-Sr изохронным методом в $2300 \pm \pm 100$ млн. лет [Gorbachev, 1970]. Эти гранито-гнейсы идентичны таким же гранито-гнейсам Центрально-Карельского мегаблока.

На этих древних глыбах вдоль края Карельского массива формируются осадочные разрезы так называемой Саво-Ладожской зоны складчатых карелид. Л.И. Салоп [1979] полагает, что это миогеосинклинальный пояс, который с юго-запада и запада обрамляет Карельский стабильный массив и примыкает с северо-востока к эвгеосинклинальной области свекофенид. Это главным образом осадочные образования (вулканиты находятся в подчиненном количестве) сортовальской и ладожской серий.

Нижняя сортовальская серия начинается толщами кварцитов, которые несогласно перекрывают гранито-гнейсовый фундамент. Кварциты являются продуктами перетложения кор химического выветривания, они сменяются маломощными толщами основных вулканитов и карбонатными породами сортовальской серии. Сортвальская серия, которая обнажается в обрамлении гранито-гнейсовых куполов, перекрыта ладожской формацией, сложенной преимущественно терригенными породами.

Приладожье является редким районом, где хорошо зафиксирована метаморфическая зональность, проявленная по породам ладожской серии. Наименее метаморфизованы осадки в восточной части территории, непосредственно примыкающие к Карельскому массиву или лежащие на нем; здесь породы ладожского комплекса представлены биотитовыми гнейсами и сланцами, изредка ставролитовыми и гранатовыми; гранитизация и мигматизация почти не проявлены. Далее на запад в средней зоне развиваются андалузитовые и кордиеритовые слюдяные сланцы. Еще далее в западной зоне появляются силлиманитсодержащие породы и сильно проявлена гранитизация и

мигматизация. Метаморфическая зональность проявляется по различным породам и описывалась здесь Н.Г. Судовиковым [1954], Д.А. Великославинским [1972], Ю.В. Нагайцевым [1974] и др.

Зеленосланцевая фация окрестностей оз. Янисъярви постепенно переходит в амфиболитовую средних и высоких температур и заканчивается гранитизированными породами и мигматитами. В крайнем юго-западном углу области около д. Куркийоки вблизи Лахденпохья и о-ва Путсари имеются гиперстенсодержащие породы гранулитовой фации. Это фрагменты кристаллического фундамента, гораздо более древние, чем ладожская серия. Поэтому можно считать, что имеется зонально метаморфизованный комплекс ладожской формации с постепенным переходом метаморфизованных гнейсов и сланцев в граниты и мигматиты, но породы гранулитовой фации не входят в этот ряд. Надо отметить, что и абсолютный возраст ладожских чарнокитов оказывается древним — 2420 млн. лет [Тугаринов и др., 1970], т. е. не свекофенским, тогда как возраст постладожских микроклиновых гранитов и пегматитов определен Rb-Sr и Pb-Pb изохронными методами в интервале 1900—1830 млн. лет [Герлинг и др., 1972].

Исследование истории деформаций свекофенских приладожских и южно-финляндских образований [Глебовицкий, 1975] приводит к заключению о существовании здесь полного деформационного цикла.

В первый этап деформаций были образованы крупные синклинальные впадины и разделяющие их антиклинальные поднятия раннекарельского фундамента. В основном это этап растяжения. Во второй этап деформаций была сформирована линейная складчатость северо-западного простирания. Такие структуры уже были созданы в условиях сильного тангенциального сжатия, направление которого не зависело от ориентировки предшествующих структур и выдержано во всем подвижном поясе. Сжатие сопровождалось выжиманием материала вверх и одновременным проявлением ранних стадий региональной гранитизации и мигматизации. В это же время общего тангенциального сжатия с сокращением ширины складчатой области возникают запрокинутые в сторону Центрально-Карельского массива лежащие изоклинальные складки, а также пологие надвиги. Аналогичные надвиги и срывы с лежащими складками известны и севернее в районе Оутокумпу, а также в Южной Финляндии. Следующий третий этап деформации отделен от второго внедрением даек основных пород. В третий этап деформаций образуются мелкие складки, ориентированные диагонально или поперечно к структурам второго этапа.

В пределах восточной части Свекофенского пояса устанавливается полный цикл гранитообразования от ранних плагиигранитов до поздних существенно калиевых гранитоидов.

Формирование ранних тел плагиигранитов происходило до регионального метаморфизма и до второго деформационного этапа. Позже образовались поля мигматитов. Процессы гранитизации и мигматизации проявлены в Северном Приладожье в зонах линейной складчатости северо-западного простирания и в субширотных складках и наложились на надвиги северо-восточной части Свекофенского пояса. Явления гранитизации и мигматизации определенно связаны со вторым этапом тектонических движений. Гранитообразование и региональная мигматизация продолжались и в третий этап деформационного цикла, когда обособлялся жильный материал в зонах рассланцевания, ориентированных диагонально или поперечно осевым поверхностям складок второго этапа. Во время третьего деформационного цикла происходило формирование массивов калиевых гранитов.

Как пишет В.А. Глебовицкий [1975], на территории Южно-Финляндской складчатой области можно также выделить три стадии гранитообразования: диорит-трондьемитовую (диорит-плагиигранитную), гранодиорит-гранитную и гранитную. Две последние сопровождаются явлениями региональной мигматизации и соответствуют второму и третьему этапам свекофенского деформационного цикла.

По мнению В.А. Глебовицкого, складчатые зоны свекофенид представляют собой

классическую область развития зонально метаморфизованных комплексов андалузит-силлиманитового типа. Сам метаморфизм тесно связан с проявлениями позднего гранитоидного магматизма, причем формирование горизонтальной метаморфической зональности синхронно наиболее интенсивной региональной гранитизации.

Из Финляндии область распространения свекофенского подвижного пояса продолжается в Центральную и Северную Швецию. Субширотная ветвь свекофенид формирует в Центральной Швеции синклинорную структуру Мелерен и геоантиклинорную Свеаланд. Здесь среди сланцев и преимущественно лептитовых комплексов образованы крупные конформные тела гранодиоритов и гранитов с возрастом 1880 млн. лет. Установлены также более поздние калиевые, существенно микроклиновые граниты с возрастом 1800–1750 млн. лет, вокруг которых развиты мощные ареалы мигматитов.

В Северной Швеции — Норланде—свекофенские образования представлены интенсивно дислоцированными мощными толщами основных, средних и кислых эффузивов, которые перекрыты филлитами серии Эльваберг и конгломератами Варгформ. Комплекс прорван раннесвекофенскими гранитами Йорн и позднесвекофенскими гранитами Ревсун, последние сопровождаются полями мигматитов и поздних пегматитов с возрастом 1785 млн. лет [Welin, 1966]. Эти толщи свекофенид на востоке через Ботнический залив сопрягаются со сланцево-гнейсовым поясом Похьянмаа Финляндии, который на юге граничит с гранодиоритами Центрально-Финляндского гранитного массива. Пояс Похьянмаа сложен в основном биотитовыми плагиогнейсами с выходами лептитов и порфиритов. Здесь же на восточном побережье Ботнического залива известны также разрезы с основными и средними вулканитами, выше которых залегают филлиты и слюдястые сланцы.

Еще севернее в регионах Лен-Вестерботтен и Лен-Норботтен Северной Швеции намечаются также полосы сланцевых осадочно-вулканогенных комплексов. Однако возрасты кислых вулканитов Кируны определены Rb-Sr изохронным методом в 1700 млн. лет [Welin et al., 1971], возраст гранитов Лина, секущих порфиновые комплексы, в 1565 млн. лет, а сиенитов в Сауне — в 1565 млн. лет. Возможно, что это образования уже готского времени.

В Северной Финляндии свекофенские образования представлены гранито-гнейсовыми плутонами и зеленокаменными поясами, которые имеют ряд местных названий: пояс Киттила, пояс Тана, которые объединяются в понятие Сланцевая зона западного Инари. В Сланцевой зоне западного Инари [Raith et al., 1982] преобладают метавулканические породы, представленные амфиболитами, роговообманковыми и биотит-гранатовыми гнейсами. Химические составы этих пород (табл. 27) показывают, что это нормальная известково-щелочная вулканическая серия с толеитовыми, андезитовыми и дацитовыми разностями.

На севере свекофенская гранит-зеленокаменная область граничит с более древним (позднеархейским) консолидированным Лапландским массивом. Широкий край этого массива метаморфизован в гранулитовой фации в свекофенское время, это широко известная полоса лапландских гранулитов. Характерно, что тоналитовые гнейсы из внутренних частей Лапландского массива (оз. Инари) дают изотопный возраст 2730 млн. лет [Merilainen, 1976], а на краю массива гранулиты имеют уже молодой свекофенский возраст, т. е. край Лапландского массива в свекофенское время был погружен и претерпел региональный метаморфизм гранулитовой фации.

Есть целый ряд определений возраста лапландских гранулитов. Так, на территории Финляндии и СССР гранулиты и прорывающие их граниты были дважды датированы U-Th-Pb методом [Kouvo, 1968; Тугаринов и др., 1968] в 1950 млн. лет. Позже были сделаны Rb-Sb изохронные определения, давшие 2220 ± 80 и 1890 ± 110 млн. лет [Gulson, 1970]. Обсуждение возраста цирконов и монацитов из гранулитов финской Лапландии дает несколько вариантов конкордий с возрастом от 2140 до 1900 млн. лет. Ю.Д. Пушкарев с соавторами [1978] полагает, что U-Pb датировки несколько завышены и реальный возраст гранулитового метаморфизма надо оценивать в 1800 ± 100 млн. лет.

Химический состав пород Свекофенского зеленосланцевояса западного Инари в Северной Финляндии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	42,49	42,30	50,85	52,03	63,95	73,28	72,79	76,46
TiO ₂	0,04	0,09	1,79	1,41	0,08	0,33	0,33	0,46
Al ₂ O ₃	0,86	6,76	14,16	14,65	14,56	13,56	12,64	10,22
Fe ₂ O ₃	3,57	3,43	3,41	1,87	2,17	1,10	1,99	1,43
FeO	3,11	1,63	8,46	8,15	6,89	1,89	1,35	1,48
MnO	0,09	0,15	0,22	0,19	0,15	0,08	0,09	0,05
MgO	33,99	28,81	7,30	6,37	1,66	0,87	0,24	0,05
CaO	2,32	6,06	10,81	10,31	4,57	3,10	0,99	1,07
Na ₂ O	0,63	0,61	2,09	2,85	4,72	3,67	3,87	1,95
K ₂ O	0,05	0,05	0,59	0,68	1,45	1,21	5,70	5,30
P ₂ O ₅	0,003	0,007	0,133	0,133	0,290	0,083	0,043	0,005
Rb	9,4	6,1	13,1	24,9	50,0	39,1	21,2	13,7
Sr	10	132	105	136	171	688	10	10
Ba	56	104	210	267	674	185	1295	1321
V	13	47	191	156	—	22	—	2
Cr	1719	2058	190	148	25	7	21	5
Ni	1726	2237	75	66	1	1	1	1

Примечание. 1, 2 — метальтрабазиты; 3, 4 — амфиболиты; 5, 6 — гранат-биотит-амфиболитовые гнейсы; 7, 8 — кварцполевошпатовые гнейсы.

Представляя геологическую схему Северной Финляндии (рис. 15), хочется показать довольно типичную картину сопряжения подвижного пояса с краем более древнего кратона. Свекофенский подвижный пояс представлен здесь гранит-зеленокаменной областью, где сланцевые осадочно-вулканогенные впадины сочетаются с гранитоидными поднятиями. Край более древнего массива на границе со свекофенским подвижным поясом метаморфизован в гранулитовой фации в то же самое свекофенское время. Гранулитовый метаморфизм наиболее силен на краю массива и в глубине его ослабевает. Характерно также, что на краю гранулитового массива располагаются плутоны анортозитов. Обычно край гранулитового пояса на границе с молодой подвижной областью трансирруется цепочкой анортозитовых плутонов. В глубь кратона, вокруг оз. Инари распространена гранит-зеленокаменная область позднеархейского (2,8 млрд. лет) времени.

На Кольском полуострове отложения, соответствующие свекофенскому времени, представлены осадочно-вулканогенными толщами, выполняющими приразломные тектонические депрессии — субплатформенную наложенную мульду Печенги, Имандра-Варзугскую шовную зону, Лапландский глубинный разлом. Печенгская серия в целом представляет собой наложенную мульду с довольно крутыми крыльями и плоским дном, которая выполнена четырьмя крупными осадочными горизонтами, разделенными мощными базальтовыми покровами. Во время активизации и движений по разломам мульда была разорвана в своей осевой части, редуцированное южное крыло было поднято в блоке и размылось, здесь обнажаются более древние гранитизированные породы. Развернутые крылья мульды были разбиты на ряд чешуй, что приводит к выпадению отдельных частей разреза. В результате дислокационного метаморфизма печенгские породы больше всего метаморфизованы в приразломных участках. По времени образования печенгская серия коррелирует с карельскими (ятулийскими) образованиями. Время метаморфизма пород печенгской серии определяется разными методами в 1800—1900 млн. лет.

Во время формирования обширного Свекофенского подвижного пояса рядом на востоке существовали стабильные кратоны: Центрально-Карельский и Кольский. В пре-

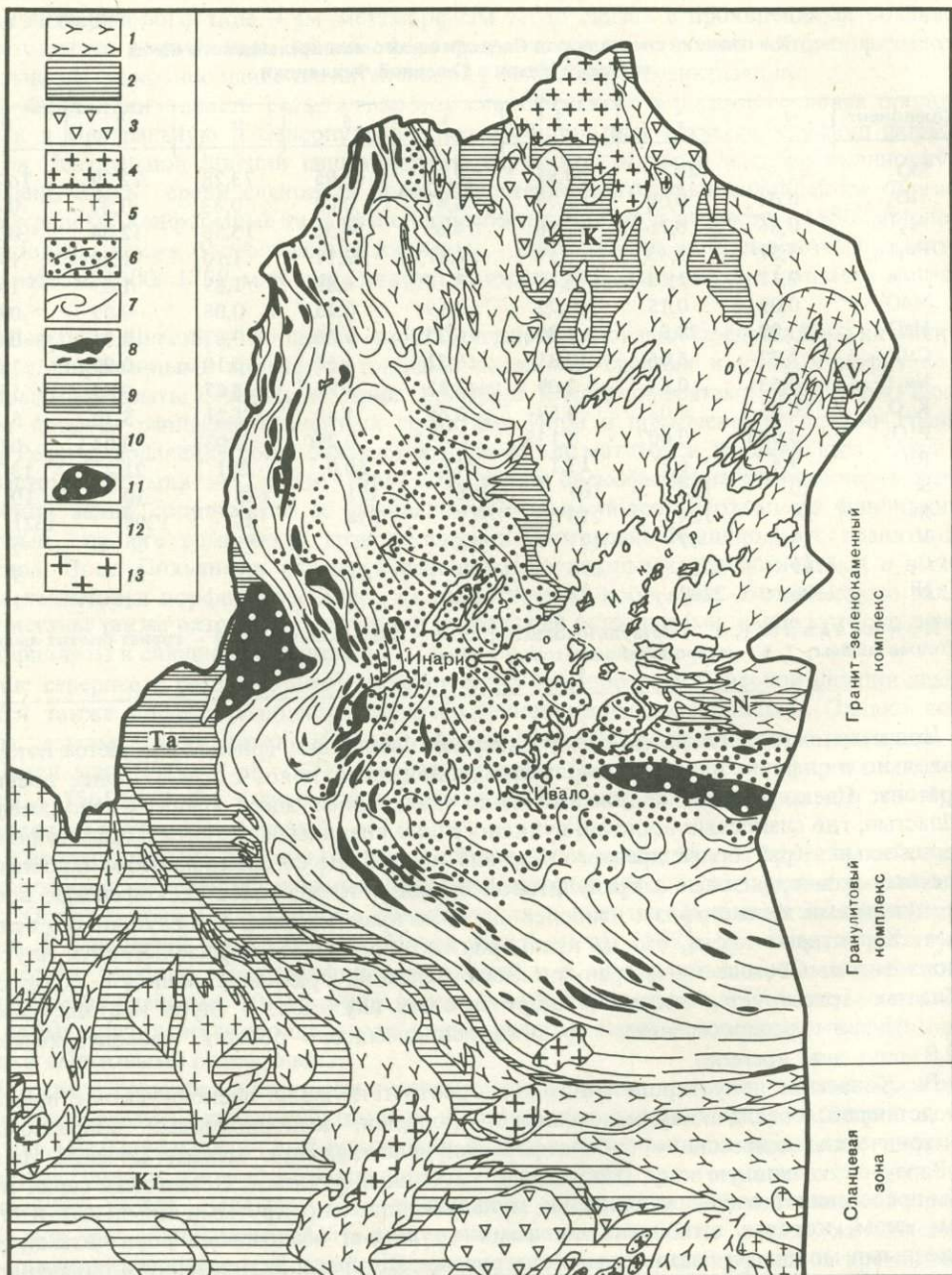


Рис. 15. Геологическая карта Северной Финляндии [Raith et al., 1982]

1 — тоналиты и гранодиориты архейского основания; 2 — зеленосланцевые пояса Апускарви (А), Куобоярви (R), Неллимо (N), Вятсари (V); 3 — габбро и диориты; 4 — кварцевые диориты; 5 — граниты Хетта; 6 — силлиманит-гранат-кордиеритовые гнейсы; 7 — силлиманит-гранатовые гнейсы; 8 — гиперстен-плагноклазовые породы; 9, 10 — нижнепротерозойские зеленокаменные пояса рек Тана (Та) и Киттила (Ки); 11 — анортзиты; 12 — нижнепротерозойские гнейсовые толщи; 13 — молодые граниты Наттен

делах кратонов эндогенная активность в свекофенское время проявилась в форме дизъюнктивной глыбовой тектоники с образованием зон расколов фундамента и формированием в таких зонах расколов мобильно проницаемых зон с интенсивным плутоническим магматизмом и метаморфизмом. При раздвижении таких зон или провалах отдельных блоков трогоподобные впадины заполняются грубообломочным терригенным материалом, который в формационном отношении похож на молассу. На глубине таких мобильно проницаемых зон под действием потока подкоровых флюидов происходят метаморфизм, гранитная регенерация фундамента и формируются плутонические комплексы ультраосновных, основных и кислых пород. Отдельные блоки кристаллического фундамента испытывают в это время очень глубокое опускание и метаморфизм гранулитовой фации. Эндогенный режим таких мобильных зон проницаемости, проявления плутонического магматизма и регионального метаморфизма отличаются большим своеобразием. Примером такой мобильно проницаемой зоны свекофенского времени в теле стабилизированного кратона может служить Лапландский глубинный разлом, который детально описан Л.А. Прияткиной и Е.В. Шарковым [1979]. Следующие его особенности представляются важными.

Лапландский глубинный разлом разделяет два крупных мегаблока — Кольский на севере и Беломорский на юге. Возможно, что заложение разлома очень древнее, но главнейшие эндогенные процессы магматизма и метаморфизма, приуроченные к зоне, происходили в свекофенский период (1950 млн. лет). На поверхности зона разлома выразилась в виде трогоподобной впадины, заполненной грубообломочными терригенными образованиями, а также вулканическими породами — метапорфиритами. Вдоль поверхности разлома осуществлялись субвертикальные перемещения блоков. Особенно сильно погружалась краевая часть Кольского блока, и его край претерпел гранулитовый метаморфизм погружения. Как демонстрирует карта метаморфизма, составленная Л.А. Прияткиной, устанавливается определенная зональность гранулитового метаморфизма. А именно, на самом краю блока, погруженного в наибольшей степени, обнаруживаются эклогитоподобные гранулитовые породы особо высоких давлений, за ними распространена обычная гранулитовая фация повышенных давлений, далее располагается гранулитовая фация умеренных давлений и, наконец, сланцы и гнейсы кольской серии в амфиболитовой фации, но с наложенной сланцеватостью и омоложением в свекофенское время. Как известно, очень сильное погружение предполагает и последующее всплывание, подъем блоков. В настоящее время и лапландские и кольские гранулиты высоко подняты и надвинуты на юг.

Зона Лапландского разлома характеризуется широко проявленным и разнообразным магматизмом. Наиболее важными являются ранние пластинообразные тела анортозит-мангеритовой серии, которые тесно ассоциируют с блоками наиболее метаморфизованных пород гранулитовой фации. Такие массивы габбро-анортозитов, как Сальютундровский, Колвицкий, Кандалакшский, представляют собой фрагменты возможно еще более крупных массивов. Они характеризуются макрослоистым строением. Нижние эндоконтактовые разности метагаббро-анортозитов постепенно переходят в минеральные анортозиты с прослоями и линзами норитов, троктолитов; в верхних частях массивов появляются рассланцованные разности мезократовых ортоклаз- и кварцсодержащих пород, по составу отвечающие монцонитам (мангеритам) и кварцевым диоритам.

Несколько позже анортозитов, уже во второй этап складчатых деформаций, происходило внедрение мелких бескорневых интрузий основного и ультраосновного состава, представленных дифференцированной серией пород от перидотитов и пироксенитов до габбро-норитов и габбро-анортозитов. Общий состав этих интрузий соответствует пикривому базальту. Образующиеся цепочки мелких тел вытянуты согласно с простиранием зоны. Тела вовлекаются в процесс складчатости и метаморфизма и подвергаются будинажу и мигматизации. Самыми поздними интрузиями зоны являются субщелочные породы: высокожелезистые ультрамафиты (пикриты), субщелочные граниты и порфиридные рапакивиподобные граниты.

Для Svecofenского подвижного пояса имеется целый ряд полей развития пород гранулитовой фации. Для многих из них можно доказать, что эти образования более древние, т. е. образованные в предыдущий цикл, но их гранулитовый метаморфизм происходил именно в svecofenское время. О лапландских, колвицких и ладожских гранулитах речь уже шла выше, остановимся немного на гранулитах Лофотенских островов около берегов Северной Норвегии.

Метаморфические комплексы Лофотенских островов изучаются очень давно. Следует сказать, что полученный для мигматитов Лофотенских островов Pb-Pb изохронным методом возраст 3,46 млрд. лет [Taylor, 1975] сейчас считается ошибочным. Измерение возраста этих же пород Sm-Nd методом, для которого доказано отсутствие фракционирования при метаморфизме, датировало исходный возраст плагиогнейсов в 2,64 млрд. лет, а время гранулитового метаморфизма в 1,8 млрд. лет [Jacobsen, Wasserburg, 1978]. Для участков этих же мигматитов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, получено значение 2,65 млрд. лет. Таким образом, лофотенские мигматиты были сформированы и метаморфизованы в амфиболитовой фации в предыдущий беломорско-докарельский этап, а в Svecofenском подвижном поясе блоки этих древних пород претерпели погружение и новый метаморфизм гранулитовой фации на уровне 1,8 млрд. лет, т. е. и здесь мы видим позднее развитие гранулитового метаморфизма при погружении древних комплексов в новом подвижном поясе.

Svecofenское время завершилось окончательной консолидацией очень крупных участков земной коры, после чего появляются "настоящие" древние платформы с ясно развитым на них осадочным чехлом с доплитным (ятулий) и плитным (иотний) комплексами. Этот этап завершения формирования фундамента древних платформ (после 1,8 млрд. лет) характеризуется временем первого появления настоящих рифтовых структур со специфическим щелочным магматизмом. К этому времени окончательно сформировались все крупные древние платформы в границах, близких к современным, и тогда же заложились большие геосинклинальные системы — Тетис, Уральская, Центрально-Азиатская, Монголо-Охотская, Кордильерская и другие, которые продолжают существовать вплоть до настоящего времени. В это же время была заложена обширная впадина Тихого океана и геосинклинальные пояса Тихоокеанского кольца.

До этого времени консолидация древних кратонов всегда была неполной. В ранних массивах консолидированных саамид и беломорид всегда проявлялись и более поздние складчатые деформации. Svecofenская консолидация оказывается окончательной и завершается формированием крупнейших кратонных масс древних платформ.

Готский орогенный подвижный пояс (1,7–1,4 млрд. лет)

Готский подвижный пояс на Балтийском щите по времени своего заложения и формирования может быть параллелизован с Аkitканским поясом Витимо-Алданского щита и с Эльсонским поясом Канадского щита; они нарушают общую периодичность заложения главных докембрийских подвижных поясов с временными интервалами почти в 1 млрд. лет и вклиниваются между гудзонским и гренвилевским этапами на Канадском щите и svecofenским и дальсландским на Балтийском щите. Как и эльсонская, так и готская орогенция характеризуется очень интенсивной плутонической активностью. Все эти пояса пользуются небольшим территориальным распространением. Поражает контраст между территориальной ничтожностью осадочно-вулкано-генных проявлений (только на территории Южной Швеции) и колоссальной плутонической активностью, в результате которой гигантские батолиты анортозитов и гранитов рапакиви распространились по всему западному краю Восточно-Европейской платформы (рис. 16).

Территориально Готский подвижный пояс располагается в Южной Швеции. Строение этой области было выявлено в результате планомерных геологических съемок и

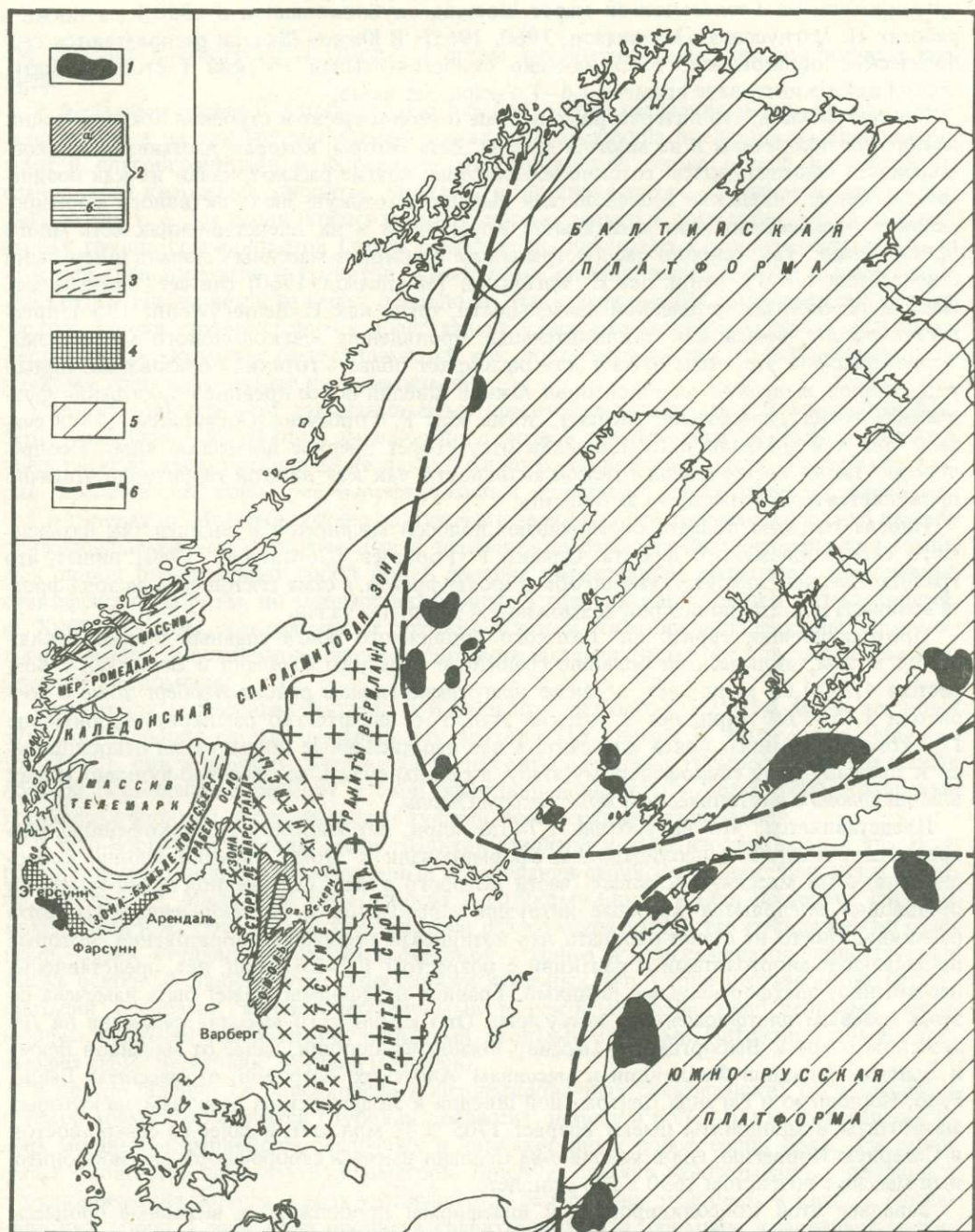


Рис.16. Схема распространения готских и дальсландских геологических образований

1 – массивы анортозитов готского времени; 2 – готские осадочно-вулканогенные образования (а – осадочные, б – вулканогенные); 3 – Дальсландский подвижной пояс; 4 – гранулиты; 5 – платформы; 6 – границы платформ

суммировано на Геологической карте Швеции, опубликованной в 1958 г., а также в работах Н. Магнуссона [Magnusson, 1960, 1965]. В Южной Швеции располагаются геологические образования, составляющие самостоятельный готский тектоно-магматический цикл в интервале времени 1,6–1,4 млрд. лет назад.

Следует сказать, что литературные данные о геологическом строении Южной Швеции крайне противоречивы и во многом неясны. Есть авторы, которые настаивают на необходимости выделять здесь готские образования, другие рассматривают их как позднесвекофенские. Шведские исследователи выделяют готскую эпоху активного формирования и наращивания континентальной коры, но и в их представлениях есть много противоречий. Так, широко распространенные гранитные массивы Смоланд и Вермланд с возрастом 1,7–1,6 млрд. лет Н. Магнуссон [Magnusson, 1960] считает важным элементом готской магматической деятельности, тогда как Е. Велин [Welin, 1966] предлагает рассматривать как заключительные проявления свекофенского магматизма. Территориально это очень сужает или расширяет область готских образований. Целый ряд авторов выделяет на территории Южной Швеции более древние образования фундамента *готид* (*преготские гнейсы*), тогда как Р. Горбачев [Gorbachev, 1980] считает, что в юго-западной Скандинавии отсутствует древнее доготское ядро. Неопределенно также время конца готской активности, так как на этой территории частично проявляется и дальсландская активность.

Иногда готскую область ограничивают полосой милонитов и сланцев так называемого свекофенского фронта. Однако Р. Горбачев [Gorbachev, 1980] пишет, что граниты Смоланд присутствуют по обе стороны фронта, а сама тектоническая зона фронта возникла достаточно поздно, возможно 1,4 млрд. лет назад.

При обособлении территории Готского подвижного пояса главный вопрос заключается в том, включать ли большие гранитные массивы Смоланд и Вермланд с возрастом 1,75–1,65 млрд. лет, а также преготские гнейсы района Варберг тоже с возрастом 1,75–1,69 млрд. лет в готский этап, т. е. значительно расширить территорию Готского подвижного пояса или считать все перечисленные образования относящимися к предыдущему свекофенскому этапу, а готиды сузить до осадочно-вулканогенных впадин Омоль с плутоническим комплексом Омоль.

Представляется, что на уровень 1,7–1,6 млрд. лет настоящие свекофениды уже претерпели полную консолидацию и сформировали к этому времени вполне консолидированный массив, в краевые части которого в ясно выраженной платформенной обстановке внедряются крупные интрузии анортозитов и платформенных гранитов рапакиви. Никто не станет отрицать, что иотнийские осадочные образования, которые прорываются анортозитами и рапакиви с возрастом 1,7–1,6 млрд. лет, представлены, несомненно, платформенными фациями. Граница платформы может быть намечена по этим краевым платформенным интрузиям. От Салминского массива рапакиви на Ладожском озере к Выборгскому массиву Южной Финляндии, далее от массивов Вехма и Лайтила Западной Финляндии к массивам Аланских островов, от массивов Гевле, Редо, Нордингро и Рагунда Центральной Швеции к Лофотенским островам, на которых анортозиты и монцониты имеют возраст 1705 ± 45 млн. лет, и далее на северо-восток в Северную Норвегию, где в районе о-ва Сейланн имеется габбро-анортозит-монцонитовый массив с возрастом 1630 ± 200 млн. лет.

Западнее этой консолидированной платформы продолжаются активные процессы нормального гранитообразования, метаморфизма и вулканизма, которые надо относить к следующему готскому этапу, а не к позднесвекофенскому. Именно поэтому территорию Готского подвижного пояса надо расширить и представлять ее в тех территориальных объемах, которые были предложены Н. Магнуссоном.

Наиболее типичные образования Готского подвижного пояса включают в себя осадочно-вулканогенные разрезы серии Омоль, которая представлена лавами кварцевых порфиров, дацитов, андезитов с прослоями пеплов, туфов, агломератов и брекчий, иногда с прослоями кварцитов и полимиктовых конгломератов. Она сопровождается плутоническим комплексом Омоль, который начинается с габбро и диоритов, за ни-

ми следуют плагиограниты Омоль, а потом кропфефельские микроклиновые граниты.

В последнее время Р. Горбачев [Gorbachev, 1975] расчленил омоль-кропфефельские граниты на три группы. Самая ранняя, первая группа представлена гранодиоритами и плагиогранитами и формирует известковистую серию пород: плагиогранит-гранодиорит-кварцевые диориты. Местами в плагиогранитах отмечаются пласты амфиболитов, т. е. вся серия близка к габбро-плагиогранитной формации. Более поздняя вторая группа гранодиоритов Омоль представлена пластовыми и линзовидными телами красных гранодиоритов и гранитов, с которыми связаны жилы аплитов и пегматитов. Эта группа гранитоидов отвечает основному этапу деформаций и является синтетектонической. Третья группа гранитов представлена красными микроклиновыми гранитами Хестефьорден, которые рассматриваются как посттектонические по отношению к основному этапу деформации и мигматизации.

Следует отметить, что так называемые преготские серые гнейсы провинции Варберг, возможно, образуются параллельно с первой группой плагиогранитов Омоль и представляют геоантиклинальные зоны Готского подвижного пояса. Варбергская серия представляет собой метаморфизованный комплекс серых гнейсов, амфиболитов и гиперитов. Местами, южнее оз. Венерн в серии Варберг отмечаются и явно первично-осадочные гнейсы. Заключенные в варбергские серые гнейсы реликты гранулитовых пород представляют собой более древние образования. Возможно, это древние свекофенские породы, но метаморфизованные в гранулитовой фации в готское время. Ф. Хуббард пишет, что гранулиты тяготеют к зонам тектонитов, отделяющих гранулиты от гнейсов, и возникновению гранулитового метаморфизма предшествовали многократные деформации.

Гранитоидные массивы Смоланд и Вермланд с возрастом 1,75–1,6 млрд. лет образуют два больших сложно построенных плутона. По данным Н. Магнуссона [Magnusson, 1960], они включают в себя габбро, диориты и граниты. Интересно, что гранитные породы постепенно переходят в свои эффузивные аналоги — порфириты, кварцевые порфиры и риолиты, чередующиеся с туфами, агломератами и диабазами.

В Юго-Восточной Швеции среди гранитов Смоланд в виде изолированных участков располагаются осадочно-вулканогенные образования серий Вестервик, Ветланд и Вестано, которые Н. Магнуссон тоже относит к готскому циклу. Серия Вестервик сложена кварцитами и их полевошпатсодержащими разновидностями, а также слюдяными сланцами. Серия Ветланд состоит из песчаников, сланцев и конгломератов, присутствуют также основные лавы и туфы с прослоями железных руд. Серия Вестано сложена слюдястыми сланцами, метаморфизованными, высокоглиноземистыми пелитами, метаморфизованными основными вулканитами, дацитами и туфами. Интрузии Смоланд прорывают серии Вестервик, Ветланд и Вестано.

В центре Швеции на поверхности консолидированных свекофенских образований в готское время формируется глубокая депрессия, шириной более 10 км, которая заполнена мощным комплексом осадочных и вулканогенных пород серии Дала. Эта серия имеет мощность несколько километров. Внизу ее слагают конгломераты, песчаники и вулканические породы, вверх увеличивается содержание основных и кислых вулканических пород. Серия Дала прорвана гранитами Дала и большим гранитным массивом Ротам. Rb-Sr изохронным методом определен возраст порфиров Дала в 1669 млн. лет.

В Северной Швеции глубокие депрессии меньшего масштаба на поверхности свекофенского консолидированного основания заполнены конгломератами Варгфос и порфиритовыми излияниями Дуббиона и Пите.

Таким образом, по согласующимся геохронологическим и геологическим данным в период 1,7–1,6 млрд. лет в юго-западной Скандинавии протекал активный процесс корообразования, ознаменованный вулканизмом и внедрением масс гранитов, характеризующихся низкими первичными значениями изотопов Sr. В Южной и Юго-Западной Швеции и в районе Смоланд по данным Rb-Sr изохронного метода возрасты ранних гра-

нитов попадают в диапазон 1735—1690 млн. лет, что на 100—150 млн. лет моложе активных процессов в соседнем Свекофенском поясе и совпадает по времени со становлением платформенных интрузий рапакиви и анортозитов на соседнем стабилизированном Свекофенском массиве.

Плутонические и вулканические образования Смоланд нужно рассматривать не как результат разрозненных посторогенных событий на краю щита, а как новую активность, связанную с заложением Готского подвижного пояса.

Внутренняя структура Готского подвижного пояса выражена чередованием гранитных массивов и линейных впадин, выполненных осадочно-вулканогенными образованиями. Окончательная кульминация магматизма и метаморфизма датируется 1450—1400 млн. лет [Hubbard, 1975; Melin, Gorbachev, 1976]. Интересно, что такой же возраст имеют гранулиты Варберга, т.е. реликты более древних пород в плутонических массивах серых гнейсов претерпевают гранулитовый метаморфизм в готское время.

Представляется, что готские события имели две крупные фазы. Первая фаза с кульминацией событий 1,7—1,6 млрд. лет назад связана с формированием крупных гранитных плутонов Свеланд, Вермланд и др., внедрение гранитов сопровождалось региональным метаморфизмом кристаллического основания. Кульминация второй фазы происходила около 1,4 млрд. лет назад, а ее типичным вещественным выражением служат осадочно-вулканогенные разрезы Омоль и граниты Омоль. Эта фаза сопровождалась зональным метаморфизмом вокруг новообразованных гранитных плутонов. Эволюционный ряд гранитоидного магматизма закончился внедрением субщелочных гранитов Лане.

Из советских геологов готиды видел А.А. Богданов [1976], и его выводы представляют несомненный интерес. По его данным, нижняя часть разреза готского комплекса в серии Омоль и окрестностях оз. Венерн представляет собой типичную вулканогенную молассу (конгломераты, песчаники, туфы, ингнимбиты), образование которой сопровождалось внедрением гранитов типа рапакиви. Верхняя часть разреза представляет собой достаточно типичную платформенную формацию континентальных, частично красноцветных песчаников. Никаких геосинклинальных прогибов готской эпохи в Швеции нет, в ее пределах отсутствуют и проявления линейной полной готской складчатости. Тектоническую обстановку готского времени в Швеции следует рассматривать в виде двух сменяющих одна другую эпох. Первая половина готского времени характеризуется раздроблением фундамента, консолидированного раньше в конце свекофенского времени. Это эпоха образования глубоких разломов и развития резко выраженных горообразовательных глыбовых движений, формирования в межгорных впадинах моласс, проявления вдоль разломов вулканических процессов и внедрения гранитов. Заключительная эпоха явилась началом образования в Швеции платформенного чехла, когда устойчиво наступила обстановка платформенного развития.

К времени формирования следующего Дальсландского подвижного пояса южношведская часть Балтийского щита была кратонизирована, на ней произошло отложение платформенных осадков и внедрение обширных пластовых интрузий траппов.

Ко времени заложения Готского орогенного пояса главный фундамент Восточно-Европейской платформы был сформирован и консолидирован в конце свекофенского времени. Этот фундамент обособился в виде двух крупных плит кратонов — Балтийского и Южно-Русского. В готское время (1,65 млрд. лет назад) в краевые части этих кратонов внедряются крупные батолиты анортозитов и гранитов рапакиви. Цепь этих батолитов трассирует края кратонов и именно по ним можно наметить границы Балтийской и Южно-Русской плит в готское время (см. рис. 16).

Дальсландский подвижный пояс
(1,2–0,9 млрд. лет)

Дальсландский подвижный пояс распространен в Южной Норвегии и частично в Южной Швеции. Для дальсландских образований на этой территории имеется огромное число определений абсолютного возраста, сделанных самыми различными методами, поэтому ни у кого не вызывает сомнения необходимость выделения дальсландской эпохи тектонической и магматической деятельности с главнейшими пиками активности на уровне 1,2 и 0,9 млрд. лет.

Дальсландский подвижный пояс имеет очень много общего с Гренвилевским поясом Канадского щита. У них одинаковые возрастные рубежи, и тот и другой пояс характеризуются очень сильно проявленным плутоническим магматизмом с широким развитием огромных плутонов анортозитов и сопутствующих мангеритовых, монзонитовых и гранитных пород, а также широким площадным развитием метаморфизма гранулитовой фации. Собственно говоря, это последний этап в истории Земли, когда столь мощно были проявлены плутоны анортозитов и гранулитовый метаморфизм. Во всех последующих фанерозойских поясах мы уже не видим анортозитовых плутонов, а гранулитовый метаморфизм проявляется локально и в ограниченных формах.

Обращаясь к Дальсландскому подвижному поясу можно сказать, что в отношении его внутреннего строения далеко не все ясно. Хорошо известно строение внутренних геосинклинальных частей этого пояса, представленных осадочно-вулканогенными разрезами синклинали Телемарк в Южной Норвегии и синклинали Даль в Южной Швеции. Что касается геоантиклинальных блоков Южного Ругаланна, зон Бамбле и Конгсберг и массива Мер-Ромсдаль, то их внутреннее строение представляется сложным и до конца не расшифрованным, особенно непонятно, сколь широко развиты в этих блоках древние додальсландские породы.

Центральную часть Южной Норвегии занимает провинция Телемарк, на территории которой выделяется одноименный массив Телемарк. В центре этого массива обособляется крупная плоская синклинальная структура, выполненная осадочно-вулканогенными образованиями. Эта синклинальная структура со слабо метаморфизованными породами с востока и юго-востока обрамляется глубоко метаморфизованными плутоническими образованиями зон Бамбле и Конгсберг, а на юге столь же глубоко метаморфизованными и плутоническими образованиями Эгерсунн–Ставангер. Наконец, на северо-западе обособляется гнейсовый массив Мер-Ромсдаль (см. рис. 16).

Синклиналь Телемарк сложена очень мощной (до 6000 м) осадочно-вулканогенной толщей [Dons, 1960, 1972]. В составе этого разреза широко представлены кварциты, переслаивающиеся с мощными горизонтами лав и туфов основного и кислого состава, которые расчленены дайками диабазов и габбро. И хотя количество кислых пород, особенно кварцитов, очень велико, но в целом над всей синклинальной структурой устанавливается положительная гравиметрическая аномалия, что говорит или о достаточно большом количестве амфиболитов, или о сокращенной мощности гранитного слоя под впадиной. Кварциты образуют несколько выдержанных стратиграфических горизонтов. Среди других пород отмечают филлитовые сланцы, лептиты и амфиболиты, развивающиеся по вулканическим образованиям.

Наибольшее число определений возраста для кислых вулкаников дает дату 1200 млн. лет [Priem et al., 1973]. Самые поздние калиевые и олигоклаз-альбитовые граниты, которые прорывают серию Телемарк и называются гранитами Телемарк, имеют возраст 858 ± 48 млн. лет. Такие поздние калиевые граниты образуют крупные массивы по всей территории Южной Норвегии.

Осадочно-вулканогенная формация Телемарк, по-видимому, не ограничивается только синклиналью Телемарк. Серии кварцитов, переслаивающиеся с вулканиками в виде изолированных полос и пятен, распространяются и севернее в район Хардангер-фьорда, Нумедаля, Халлингдаля, а также встречаются и на юго-востоке среди гранито-гнейсов Конгсберга и Бамбле.

Осадочно-вулканогенные толщи серии Телемарк метаморфизованы слабо в зеленосланцевой фации, к краям структуры метаморфизм усиливается, очевидно, часть гнейсов вдоль окраин синклинали возникла за счет метаморфизма пород формации Телемарк. Соотношения серии Телемарк с нижележащими и окружающими гнейсовыми комплексами неясны. Т. Барт и П. Рейтан [1967] указывают, что формация Телемарк как бы плавает в море гранитов и гранито-гнейсов. По-видимому, соотношения осадочно-вулканогенных разрезов с параллельно развивающимся плутоническим комплексом плагиогранитов и диоритов всегда геологически неопределенны, тем более что на границах структурно-вещественных комплексов позже начинаются тектонические подвижки, а самые поздние калиевые граниты пропитывают и гранитизируют оба комплекса и окончательно смазывают их пограничные соотношения.

Расположенный юго-западнее район Бамбле—Конгсберг представлен обширным и сложнодеформированным полем кварцполевошпатовых гнейсов и гранито-гнейсов с фрагментами антофиллитовых сланцев, силлиманитсодержащих кварцитов, слюдяных гнейсов со ставролитом, прослоями мраморов, скарнов, слюдяных и силлиманит-кордиеритовых гнейсов. Степень гранитизации гнейсов и сланцев увеличивается к юго-западу, и в окрестностях г. Кристиансанн она проявлена в наибольшей степени с появлением массивных микроклиновых гранитов и обильных пегматитов.

В районе Бамбле местами имеются отчетливые седиментационные образования. Они представлены метаморфизованными песчаниками, известняками, граувакками и аргиллитами, присутствуют вулканогенные породы. Все такие паропороды рассеяны в виде включений, прослоев и шпир в гнейсах или мигматитах.

В районе Конгсберг среди поля гнейсов и гранитов обособляется формация Кнуте, сложенная осадочными и эффузивными породами. Эффузивы расчленяются на две группы: субформацию Барлингдаль дацитовых гнейсов и субформацию Ольденборг роговообманковых гнейсов и андезитовых амфиболитов. В зависимости от степени метаморфизма структуры пород варьируют от амигдалоидных и порфировых до гранобластовых. Наиболее же распространены в провинции Конгсберг диоритовые и полосчатые гнейсы. В полосчатых гнейсах наблюдается чередование темных и светлых полос, сложенных амфиболитами, диоритовыми гнейсами и гранито-гнейсами. Иногда они перемежаются с пластами мраморов, слюдяных гнейсов, слюдяных сланцев и кварцитов. Обособляются также шлагиграниты типа Конгсберг и нормальные граниты Конгсберг. Среди гнейсов наблюдаются дайки и жилы основных пород, которые скандинавские геологи называют гиперитами. Это название применяется к нормальным габбро, а также к оливиновым или гиперстеновым габбро, переходящим в амфиболиты. Краевые части таких даек метаморфизованы и намечаются все переходы от массивных габбро в центре дайки к реакционным гиперитам и амфиболитам на периферии.

В окрестностях г. Арендаль обособляется узкая (5 км) и протяженная (до 30 км) полоса метаморфических пород гранулитовой фации, которые здесь называются арендалитами. Это метатектическая серия норит-чарнокитовых пород, без отчетливых контактов и с постепенными переходами в гнейсовые породы. Большинство разновидностей арендалитов сопоставимы с такими же породами гранулитовой фации Южного Ругаланна.

Таким образом, в провинциях Бамбле и Конгсберг мы видим сложный комплекс преимущественно плутонических гранитоидных пород с реликтовыми фрагментами осадочно-вулканогенных образований, претерпевших региональную гранитизацию и региональный метаморфизм в самых широких термодинамических диапазонах от зеленосланцевой до гранулитовой фации.

Возрастные рубежи гранитного плутонического магматизма и активного метаморфизма датируются в интервале 1200—900 млн. лет. Так, возраст гранито-гнейсов в непосредственной близости от телемаркской синклинали, определенный Rb-Sr изохронным методом, 1067 ± 23 млн. лет [Priem et al., 1973]. Возраст метаморфических пород Конгсберг по Rb-Sr методу — 1260 ± 40 млн. лет [O'Nion, Heier, 1972], там же в районе

г. Бюглани выделяются граниты с возрастом 1038 ± 48 млн. лет [Pedersen, 1973]. Гранодиоритовые гнейсы Бамбле имеют возраст 1167 ± 50 млн. лет по данным Rb-Sr метода и 1160 млн. лет по U-Pb и Pb-Pb методам. В зоне Бамбле—Конгсберг, по-видимому, имеются фрагменты и более древних пород с возрастом 1700—1600 млн. лет. Согласно данным цирконометрии в некоторых гнейсах выделяются зерна незональных цирконов с возрастом 1600 млн. лет и зерна зональных ограненных цирконов с возрастом 1160 млн. лет [O'Nion, Baadsgaard, 1971], т.е. определенно среди гранито-гнейсового комплекса Бамбле—Конгсберг имеются реликты древних пород, измененных и метаморфизованных в дальсландское время. Как уже указывалось, самые молодые калиевые граниты имеют возраст около 900 млн. лет.

История деформационных событий была рассмотрена Е. Вегманом [Wegmann, 1963]. Он выделяет три крупных периода деформаций, каждый из которых имел целую серию эпизодов. Первый период деформаций супракрустальных образований в Телемарке характеризовался достаточно простой складчатостью, в это же время происходило внедрение и становление гранодиоритов. Второй период тесно связан с мигматизацией и гранитизацией комплексов. Складчатые структуры первого периода были смяты вновь с образованием очень сложных структур, в которых шарниры первой генерации складок испытали повторные деформации и скручивания. Граниты, образующиеся во второй деформационный цикл, очень разнообразны. Более древний кристаллический субстрат подвергся в это время ремобилизации. Завершающие движения второго периода выражаются явлениями катаклаза, фиксирующими переход к третьему периоду. Движения третьего периода проявились в виде мощных зон милонитизации, рассекающих кристаллические комплексы во всем районе на обширные ромбоидальные участки, перемещающиеся друг относительно друга. Позже наступил предкембрийский пенеплен, который был покороблен и деформирован во время каледонской орогении и еще позже рассечен пермским грабеном Осло.

Южнее и юго-западнее провинции Телемарк располагается область Эгерсунн-Ставангер, которая во многом похожа на территорию Бамбле—Конгсберг. Здесь также широко развиты гнейсовые образования с прослоями и фрагментами амфиболитов, амфиболитовых сланцев, кварцитов, высокоглиноземистых гнейсов и сланцев. Среди гнейсовых образований местами обособляются гранитные купола и валы.

Особо выделяется прибрежная область Южного Ругаланна в окрестностях городов Ставангер, Эгерсунн, Фарсунн, где обособляются крупнейшие массивы анортозитов, мангеритов, гранодиоритов, окруженных мощной полосой мигматизированных гнейсов и пород, метаморфизованных в гранулитовой фации. Строение этой области известно по работам Т. Барта и П. Рейтана, а также по многочисленным публикациям П. Мишо [Michot, 1961; 1969].

Анортозиты слагают ряд крупных массивов, крупнейший из которых Эгерсунн-Огна представлен массивным средне- и грубозернистым мономинеральным анортозитом (плагноклаз № 45) с редкими кристаллами гиперстена. Южнее располагается массив Холлан, в котором центральные части сложены анортозитом, а краевые лейконоритами, а еще южнее — массив Хеллерен, состоящий из грубозернистых анортозитов и норитов. Соседний с ним массив Тельнес-Она-Сира тоже в основном сложен анортозитами с гигантскими (до 120 см) порфиробластами андезита и полосами, обогащенными крупными кристаллами гиперстена в сочетании с черными массами ильменита. Непосредственно с северо-востока к анортозитовым массивам Эгерсунн-Огна и Холлан примыкает сложно построенный слоистый массив Бьеркрейм-Сокнедал, в котором ильменитовые анортозиты сменяются норитами, лейконоритами, мангеритами и кварцевыми монцонитами. Юго-восточнее этого массива располагается так называемый Внешний массив, опять же сложно слоистый, где анортозиты переходят в нориты и мангериты. Наконец, полоса анортозит-норит-мангеритовых массивов на юго-востоке завершается крупным гранитным плутоном Фарсунн, сложенным грубозернистыми разновидностями фарсундитов, — гранитоидной серии пород от монцонитов и кварцевых монцонитов до калиевых гранитов.

Намечается определенная зональность расположения перечисленных плутонических комплексов, когда полоса анортозитовых массивов вдоль берега моря к северо-востоку сменяется полосой сложно построенных слоистых массивов из норитов и мангеритов, за ними следует полоса мигматизированных высокоглиноземистых гнейсов серии Гьесталь, которые, по-видимому, надвинуты на плутоны, так как лежащие складки серии Гьесталь опрокинуты на юг. Серия Гьесталь сливается с широкой полосой пород гранулитовой фации, окаймляющей плутонический мангерит-анортозитовый комплекс с северо-востока. Ширина этой зоны гранулитовых пород 20–30 км и видимая длина около 150 км. Полоса гранулитовых пород представлена гранатовыми, кордиерит-силлиманитовыми и гиперстеновыми гнейсами, чарнокитами, очковыми гнейсами и гранито-гнейсами. На северо-востоке породы гранулитовой фации постепенно сменяются амфиболитовой фацией с широким развитием мигматитов и очковых гнейсов.

Имеется большое количество (около двух сотен) определений возраста гранулитового метаморфизма района Южного Ругаланна, сделанных различными способами в том числе Rb-Sr и U-Pb изохронными методами. Обзор этих данных сделан К.А. Клитиным [1978]. Большинство определений дают хорошо совпадающие цифры в интервале 1200–900 млн. лет.

Время гранулитового метаморфизма близко ко времени формирования гнейсового комплекса формации Телемарк. Возраст метаморфизма парагнейсов в районе г. Ставангер — 1160 млн. лет [Heier et al., 1972], граниты северо-восточнее Ставангера имеют возраст 1250–1180 млн. лет. Аналогично цифры возраста метаморфических пород и гранулитовой фации окрестностей Арендала имеют такие же возрастные пределы.

На территории соседней Южной Швеции собственно дальсландская осадочно-вулканогенная серия слагает небольшую синклиналиную впадину к северу от оз. Венерн, которая вытянута в меридиональном направлении и располагается в центре готской Омоль-Коммефьольской структуры.

Дальсландская серия с небольшим несогласием перекрывает серию Каппебо: поскольку последняя прорывается гранитами Элленио с возрастом 1400 млн. лет, то можно сказать, что дальсландская серия лежит на готских образованиях. Дальсландский осадочно-вулканогенный разрез начинается с аркозов и конгломератов, а выше состоит из трех горизонтов кварцитовых песчаников и двух горизонтов сланцев. Присутствуют также три мощных горизонта спилитов, приуроченных к средней части разреза. Общая мощность серии, включая спилиты, оценивается в 1900 м. Дальсландская серия интенсивно смята, простираение осей складок меридиональное. Ближе к жесткому фундаменту складкообразование сопровождалось сдвигами. В результате местами граниты перекрывают осадочный разрез, амплитуда некоторых надвигов более 1 км. Последняя фаза деформаций выразилась в блоковых движениях со значительными смещениями по поверхностям, рассекающим под косыми углами складчатость.

Другие дальсландские образования на территории Швеции не известны, хотя из геологической характеристики формации ясно, что она должна была иметь более широкое распространение. Возможно, другие впадины могли быть уничтожены в результате широко проявленной надвиговой тектоники.

Зеленосланцевый метаморфизм дальсландской серии на севере усиливается. В крайних северных обнажениях осадочные породы дальсландия прорваны дайками аплитов и пегматитов, которые сопровождают штоки гранитов Бохус, расположенные еще севернее. Аплитовые дайки секут также кварцевые жилы, связанные с поздними блоковыми движениями. Согласно определениям Rb-Sr методом [Skiold, 1976], возраст сланцев из серии дальсланд 1050±50 млн. лет, а жильной фации прорывающих гранитов 910±35 млн. лет. Граниты Бохус образуют крупный массив калиевых микроклиновых гранитов северо-западнее Дальсландской впадины вдоль границы с Норвегией, их возраст по U-Pb методу 930 млн. лет [Welin, Blomqvist, 1966]. Период формирования осадочно-вулканогенного разреза заключен в ясные временные рамки между гранитами Хестефьорд (1240 млн. лет) и гранитами Бохус (910 млн. лет).

А.А. Богданов [1976], ознакомившись с разрезами шведского дальшландия, отмечает их несомненную геосинклинальную природу. Он подчеркивает, что осадочные и вулканические породы дальшландских серий всюду образуют синклинальные складки и их общий облик, несомненно, характерен для геосинклинальных образований.

Нет никаких оснований видеть в дальшландских образованиях что-то исключительное. Их геотектонические и структурно-вещественные элементы типичны для геосинклинального подвижного пояса, прошедшего эпигеосинклинальный орогенез. Выделяются: 1) геосинклинальные впадины, заполненные интенсивно дислоцированными осадочно-вулканогенными образованиями; 2) геоантиклинальные поднятия гранито-гнейсового типа с полным циклом гранитоидных пород от начальных габбро-плагиигранитных и гранодиоритовых формаций с возрастом 1200 млн. лет до конечных калиевых с развитой аплитовой и пегматитовой фациями с возрастом 900 млн. лет; 3) фрагменты более древних кислых пород внутри геоантиклинальных структур с реликтовым возрастом 1600–1700 млн. лет, которые претерпели дальшландскую регенерацию и метаморфизм погружения гранулитовой фации. В дальшландское время происходит формирование больших плутонов сложно расслоенной серии анортозитов и мангеритов, последние, как и везде, тесно ассоциируют с максимально метаморфизованными породами гранулитовой фации.

Общие выводы

Геологическая история Балтийского щита охватывает огромное время от раннего архея до позднего протерозоя и включает в себя пять крупных геотектонических циклов эндогенной активности с заложением и развитием пяти подвижных областей или поясов: Саамского (древнее 3 млрд. лет); Беломорско-Докарельского (2,8–2,4); Свекофенско-Карельского (2–1,8); орогенного Готского (1,7–1,4) и Дальшландского (1,2–0,9 млрд. лет назад).

Самый древний Саамский подвижный пояс формировался, по-видимому, во время мирового эндогенного цикла 3,5–3,3 млрд. лет назад, т.е. параллельно с Алданским и Анабарским подвижными поясами. В позднеархейское время он выступал уже как консолидированный кратон, южнее которого в это же время формировались следующие подвижные пояса – Беломорский и Докарельский. Подвижная область Беломорья и Центральной Карелии прошла все главные стадии геосинклинального развития и эпигеосинклинального орогенеза. В следующий нижнепротерозойский геотектонический цикл образована Свекофенско-Карельская подвижная область и параллельно с ней существовали вполне консолидированные кратоны: Центрально-Карельский и Кольско-Беломорский. Последний включает в себя древнее кольское ядро и причлененные к нему консолидированные беломориды Лапландского, Лоттинского и Терского блоков. Часть беломорид в нижнепротерозойское время испытала новую свекофенскую складчатость, гранитизацию, метаморфизм и регенерацию кристаллического основания. Свекофенская подвижная область была консолидирована к среднему протерозою. К этому моменту (1,7 млрд. лет назад) были полностью сформированы Балтийская и Русская плиты, на которых начал откладываться платформенный чехол ютния.

Готская эпоха (1,7–1,4 млрд. лет) характеризовалась раздроблением краевых частей консолидированных плит и глыбовыми движениями. На ограниченных площадях в Южной Швеции в межгорных впадинах сформировалась вулканогенная моласса, в шовную зону западных окраин Балтийской и Южно-Русской плит внедрились плутоны анортозитов и рапакиви.

В следующий эндогенный цикл (1,2–0,9 млрд. лет) на территории Южной Норвегии и Швеции образовался Дальшландский подвижный пояс.

Можно заметить, что разновозрастные подвижные пояса – Саамский, Беломорско-Докарельский, Свекофенско-Карельский – прошли достаточно похожие этапы своего геологического развития. Каждый раз, уже в начале становления подвижного пояса, возникали контрастные геологические структуры, представленные кумулятивными

впадинами, заполненными вулканическими осадочными породами, и плутоническими поднятиями. Вулканизм начинался излияниями сугубо известковистых малокалиевых толеитов, нередко вместе с ультраосновными коматиитовыми лавами при подчиненном развитии средних и кислых вулканических пород, тоже высокоизвестковистых и малокалиевых. Потом изливались щелочно-известковые лавы непрерывных базальт-андезит-дацитовых серий с явным преобладанием андезитовых вулканитов. Завершался вулканизм контрастными сериями вулканитов кислого дацит-риолитового и основного состава. Плутонические поднятия представлены гранитами и нередко включают в себя реликты и фрагменты кристаллического основания, на котором закладывался подвижный пояс. Гранитоидный магматизм начинался с натровых серий несколько пониженной кремнеземистости (серые гнейсы, тоналитовые и трондьемитовые граниты, габбро-плагиогранитная формация). Они формировались параллельно с вулканогенными толеитовыми и щелочно-известковистыми непрерывными сериями. Значительно позже появились нормальные известково-щелочные граниты, которые отвечают эпигеосинклинальному орогенному этапу. Чаще всего они локализовались в тех же плутонических положительных структурах, участвуя в диапировом их расширении и поднятии с интенсивной гранитизацией и мигматизацией.

Орогенные события связываются с крупноглыбовой тектоникой и формированием зон глубинных разломов в кристаллическом основании. Это внутрикратонные и погранично-кратонные зоны разломов. В такие зоны внедрялись плутоны анортозитов и диоритов (мангеритов). В результате наблюдается достаточно стандартная картина соотношения кристаллического кратона с соседним подвижным поясом. Край кратона на границе с молодым подвижным поясом метаморфизован в гранулитовой фации. Граница кратона фиксируется пограничной шовной зоной разломов, и эта зона разломов нередко трассируется цепочкой анортозитовых массивов. Внутри молодого подвижного пояса (при достаточной его эрозии) наблюдаются отдельные реликтовые глыбы фундамента, они также метаморфизованы в гранулитовой фации наиболее глубинных субфаций, т.е. глыбы кристаллического основания внутри подвижного пояса погружались гораздо сильнее, чем форландовые края соседнего кратона.

Орогенные события в самом подвижном поясе сопровождалась новыми деформациями покровного комплекса, а гранитизация плутонических поднятий достигала такой силы, что они начинали играть роль термических центров с развитием вокруг них зонального регионального метаморфизма амфиболитовой фации. В орогенную стадию происходили регенерация, плавление и новый регрессивный метаморфизм гранулитового кристаллического основания и часто полная деструкция его изначальных структур. Если процесс орогенной переработки протекал мощно, интенсивно и захватывал большие площади, то у древних комплексов основания было очень мало шансов сохраниться. Они полностью перерабатывались, образуя регенерированный, новообразованный, почти гомогенизированный гранитно-гнейсовый слой континентальной коры. Именно таким образом происходило утолщение "гранитного" слоя континентальной коры в подвижных поясах за счет полной переработки и регенерации древнего кристаллического основания.

Позднеархейские и нижнепротерозойские кристаллические массивы достигали кратонного стабилизированного состояния, и их жесткость фиксируется секущими трещинными дайками основных пород. Но можно заметить, что кратонный режим часто не бывает окончательным. Более поздние фазы складчатости, гранитизация и метаморфизм соседних подвижных поясов вновь проявились и на уже стабилизированных кратонах. Так, на Центрально-Кольском кратоне отразились фазы складчатости и гранитизации соседнего более молодого Беломорского пояса. Дальше в свекофенское время предварительно консолидированные беломориды вновь испытывали свекофенскую складчатость и гранитизацию. Окончательная кратонизация архейских и нижнепротерозойских подвижных поясов установилась лишь к рубежу 1,7 млрд. лет, когда на Балтийской и Южно-Русской плитах отложился платформенный ионтий, а Готский орогенный пояс локализовался только на крайней западной периферии этих плит.

В традиционной геологии Украинского щита, которая разрабатывается с 30-х годов, всегда речь шла о двух главных подразделениях: бугидах архейского возраста и саксаганидах протерозойского возраста. Изотопные исследования [Щербак и др., 1970] также говорят о двух главных пиках эндогенной активности в периоды 2,8–2,6 и 2–1,8 млрд. лет. В последнее время определены более древние значения для побужского и конско-верховцевского комплексов — свыше 3,2 млрд. лет. И наконец, впервые для Советского Союза выявлен возраст 3,8 млрд. лет для Орехово-Павлоградской зоны, геологическая природа которой остается невыясненной. Все это заставляет думать, что на Украинском щите проявились общемировые геотектонические циклы и образовались соответствующие им подвижные пояса катархейского, раннеархейского, позднеархейского и нижнепротерозойского возрастов.

Не следует думать, что геология Украинского щита проста. Имеющиеся литературные материалы чрезвычайно противоречивы. Трудности усугубляются тем, что необходимо обращаться к материалам бурения. Как и на всех других щитах, изучение стратиграфии, структуры отдельных районов и всего щита не дает однозначных результатов. Существуют более двух десятков различных стратиграфических и тектонических схем, которые изменяются с учетом новых фактов или геологических концепций.

Так, Н.П. Семененко [Геохронология докембрия Украины, 1965; Стратиграфия. . . , 1972] выделяет в истории щита пять тектоно-магматических циклов, каждый из которых включает этапы геосинклинального развития и орогенеза с завершающими интрузиями гранитов. В противоположность этому Г.И. Каляев [1965, 1972] считает, что в докембрии Украинского щита существовал только один цикл тектонического развития. В его концепции важное значение имеет эффект отставания в развитии мио- и эвгеосинклинальных зон более чем на 500 млн. лет. Эвгеосинклинали закладывались на рубеже 3 млрд. лет, миогеосинклинали — 2,5 млрд. лет, возраст орогенеза в эвгеосинклиналях 2,5–2 млрд. лет, а в миогеосинклиналях 2–1,7 млрд. лет.

Область распространения нижнепротерозойских образований вырисовывается сейчас достаточно четко (рис. 17) и занимает всю центральную часть щита. Это комплексы: криворожский, ингуло-ингулецкий, центрально-приазовский, тетеревский, которые прорываются кривоградскими, житомирскими и приазовскими гранитами с возрастом 1950 ± 100 млн. лет. В ранних геологических работах нижнепротерозойские комплексы сначала определяются очень ограниченно в виде узких синклинальных зон, например криворожской. Позже происходит значительное расширение их площади за счет высокометаморфизованных гнейсовых толщ. В работе Р.Я. Белевцева [1982] с исчерпывающей полнотой рассматривается гигантская нижнепротерозойская подвижная область с детальным ее расчленением на мио- и эвгеосинклинальные прогибы и геантиклинальные поднятия и с разработанной картиной региональной метаморфической зональности. Метаморфическая зональность включает и участки форланда архейских массивов, метаморфизованных в гранулитовой фации, но в то же нижнепротерозойское время. Следует отметить, что эта работа привлекла наше внимание идеей, которую развиваем мы: в подвижном поясе глыбы основания и древний форланд претерпевают метаморфизм гранулитовой фации во время становления данного подвижного пояса. На Украинском щите наиболее изучены нижнепротерозойские разрезы, относительно слабо метаморфизованные и детально разбуренные в связи с железорудной минерализацией, тогда как расшифровка архейских образований наталкивается на большие трудности из-за сильного метаморфизма и переработки в протерозойское время.

Архейские комплексы слагают Вольно-Подольский блок на западе, Кировоградский в центре и Приазовский на востоке. В основном эти блоки сложены позднеархейскими образованиями (росинско-тикичская серия и др.) и прорваны днепровскими и звенигородскими гранитами с возрастом $2850 + 150$ млн. лет. Внутри архейд, по-видимому, имеются и раннеархейские образования, например Побужский комплекс, который сформировался больше 3,2 млрд. лет назад, а его гранулитовый метаморфизм осуществ-

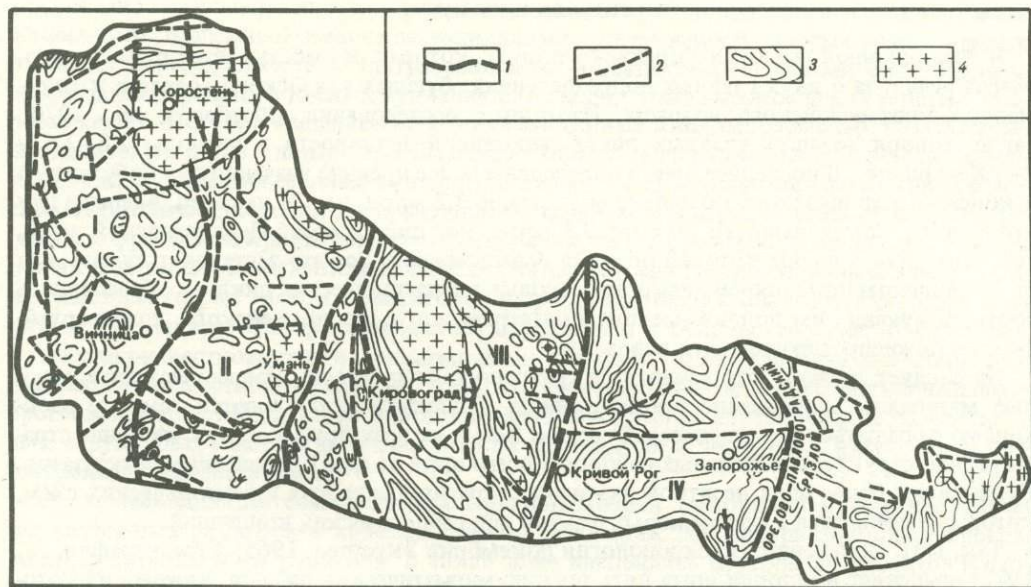


Рис. 17. Схема геоблоков Украинского щита по Г.И. Каляеву [1980]

1 — шовные зоны; 2 — глубинные разломы; 3 — простирания складчатых структур и ориентированных структурных элементов; 4 — массивы субщелочных гранитов и анортозитов

Геоблоки: I — Вольно-Подольский; II — Белоцерковско-Одесский; III — Кировоградский; IV — Приднепровский; V — Приазовский

вился на уровне 2,8 млрд. лет. Этот комплекс можно выделить как раннеархейский массив внутри поздних археид.

Наконец, особо необходимо выделить среднепротерозойские плутоны анортозитов и гранитов рапакиви — Коростенский и Корсунь-Новомиргородский — они внедрились в готское время (1,65 млрд. лет), когда весь щит был вполне консолидирован и на нем откладывался платформенный чехол овручской серии.

Раннеархейская подвижная область (более 3,2 млрд. лет)

Древнейшие образования Украинского щита — побужские гранулиты. Они занимают юго-западную часть Вольно-Подольского блока. Общая геологическая картина имеет следующий вид. Можно выделить раннеархейский Побужский кристаллический массив (Верхнее Побужье, Приднестровье) и близкую к нему по составу Голованенскую глыбу (Среднее Побужье).

Побужский массив и Голованенская глыба отделены друг от друга субмеридиональной зоной более молодого тикичского комплекса. Можно полагать, что соотношение тикичского комплекса с Побужским массивом примерно такое же, как станового комплекса с Алданским массивом, т.е. Побужский массив является раннеархейским образованием, консолидированным к позднему архею, а Тикичский субмеридиональный пояс заложился в позднем архее и разрезал древние глыбы — Побужскую и Голованенскую. На севере тикичский комплекс сливается с известным росинско-тикичским комплексом позднего архея. Граниты, прорывающие росинско-тикичский комплекс, имеют возраст 2,8—2,6 млрд. лет [Щербак и др., 1970].

Южная часть Побужского массива представлена гранулитовым комплексом пород супракrustального характера со слоистыми стратифицируемыми разрезами. На севере же обособляется крупная антиклинальная форма Бердичевского гранитного плутона.

Цирконы из побужских пород (карьер Казачий Яр) изучались U-Pb изохронным

методом [Бибикова, Лесная, 1982]. Цирконы первой генерации первично магматического генеза дают конкордию с возрастом 3,2 млрд. лет и больше, цирконы второй генерации метаморфогенного генезиса — 2,8 млрд. лет. Первый возраст отвечает времени первичного вулканического формирования побужских пород, второй — времени их гранулитового метаморфизма.

Автор осмотрел побужский гранулитовый комплекс в 1982 г. в составе экскурсии, руководимой И.Б. Щербаковым и В.П. Кириллюком, и собрал коллекцию типичных пород, которые были проанализированы. Побужский гранулитовый комплекс чрезвычайно похож на другие древнейшие гранулитовые комплексы Анабарского и Алданского щитов, Кольского полуострова. Отдельные разрезы гранулитовых толщ различаются по набору и количественным соотношениям пород. По-видимому, к нижним частям разрезов надо отнести крайне монотонные толщи гиперстеновых плагиогнейсов (эндербитов) с прослоями двупироксеновых и двупироксен-гранатовых основных кристаллических сланцев. В средних частях разрезов эндербиты переслаиваются с гранулитами и биотит-гранатовыми гнейсами. Наконец, толщи, где среди эндербитов появляются высокоглиноземистые, карбонатные и графитосодержащие породы, надо отнести к верхним частям разрезов.

В табл. 28 сначала даны химические анализы основных кристаллических сланцев и эндербитов из низов гранулитового разреза (карьеры Казачий Яр и Гайворон). Можно видеть, что это гомодромная непрерывная серия пород низкой щелочности и низкой калиевоности с высоким содержанием кальция. Щелочно-известковый индекс серии очень высок и равен 62, что несомненно определяет серию как высокоизвестковистую толеитового ряда. Далее в табл. 28 приведены анализы эндербитов из верхних частей разреза (карьер Завалье). Это тоже достаточно широкая по своей кремнеземистости группа пород, которая отличается от предыдущей серии повышенной щелочностью, повышенной калиевоностью и пониженной известковистостью. Содержание калия оказывается сопоставимо с количеством натрия. Несомненно, это уже другая непрерывная серия пород известково-щелочного состава. Таким образом, в гранулитовом разрезе Побужья мы имеем дело с метаморфизованными аналогами вулканических серий базальт-андезит-дацитового состава, принадлежащих к известковистой и известково-щелочной сериям, которые сменяют друг друга в вертикальном разрезе.

К низам гранулитового разреза приурочены редкие линзы ультраосновных пород, состав которых варьирует от перидотитов до пироксенитов. Можно предположить, что это метаморфизованные аналоги ультраосновных лав коматиитового типа. В пользу такого предположения говорят следующие факты: наличие оливин-клинопироксенового парагенезиса, что типично для коматиитов в отличие от оливин-ортопироксенового парагенезиса офиолитов и оливин-плагиоклазового пикритов; тесная ассоциированность с основными кристаллическими сланцами толеитового состава. Химический состав с низким содержанием титана, циркония и щелочей при повышенном содержании элементов группы железа так же показывает, что они идентичны коматиитам.

Комплексы плутонических поднятий Подольского блока представлены так называемыми бердичевскими или чудново-бердичевскими гранитами. В естественном виде они представляют собой кварц-полевошпат-биотит-гранатовые бластиты, т.е. метаморфизованные и перекристаллизованные породы, но их преобразование носило изохимический характер. Многочисленные анализы этих гранитов демонстрируют удивительно однородный постоянный их состав с кремнеземистостью 64—68%, известковистостью 2,5 и содержанием калия 2,7%. Такие характеристики определяют бердичевские граниты как химические аналоги древнейших серогнейсовых комплексов.

Таким образом, Побужский кристаллический массив представляет собой древнейший раннеархейский кратон Украинского щита. Его супракrustальные комплексы, состоящие из осадочно-вулканогенных образований толеит-андезит-дацитового состава с прослоями коматиитов и гранитоидных плутонов серогнейсового состава, формируются в раннем архее (древнее 3,2 млрд. лет). В позднеархейское время, когда закла-

Таблица 28

Химический состав пород побужского гранулитового комплекса
Украинского щита

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	40,64	46,08	48,40	48,50	56,88	58,98	59,70	62,06	64,24	66,14	66,52	68,92	74,46	54,80	56,06	57,24	64,92	69,50	44,53	61,50	75,42
TiO ₂	1,20	1,30	0,80	1,40	0,20	0,04	0,09	0,50	0,50	0,20	0,30	0,30	0,10	0,80	0,60	0,50	0,60	0,30	0,16	0,60	0,04
Al ₂ O ₃	22,50	16,92	17,07	15,71	23,28	24,24	21,87	16,42	16,70	16,17	17,22	14,77	13,36	17,80	18,81	18,30	16,80	16,36	6,02	19,32	12,30
Fe ₂ O ₃	4,70	2,03	2,70	3,79	0,50	0,46	0,93	0,98	0,95	0,61	1,58	1,10	0,46	2,06	1,13	1,00	0,40	0,18	3,64	1,15	0,18
FeO	7,25	12,06	8,00	9,08	2,98	1,34	2,30	5,26	4,90	3,68	3,01	3,30	1,96	5,26	7,42	6,12	4,21	2,09	5,34	6,33	1,50
MnO	0,17	0,23	0,18	0,25	0,05	0,02	0,06	0,11	0,09	0,08	0,04	0,10	0,03	0,09	0,11	0,09	0,07	0,02	0,16	0,15	0,03
MgO	4,42	6,63	8,37	5,85	0,98	0,34	1,47	4,07	2,05	2,35	0,61	0,98	0,61	6,12	3,38	3,41	1,39	0,86	29,33	1,95	0,62
CaO	15,71	11,79	11,56	11,24	8,54	7,51	4,95	6,05	6,32	6,22	3,93	5,12	1,98	3,41	4,09	2,83	3,58	1,88	3,75	3,40	1,19
Na ₂ O	0,96	1,70	1,96	2,80	4,90	5,10	5,50	3,56	2,86	3,22	3,18	2,90	2,86	2,76	3,40	2,80	3,42	3,06	0,22	2,44	2,60
K ₂ O	0,80	0,10	0,52	0,32	0,46	0,80	1,57	0,36	0,68	0,86	2,70	1,60	3,16	3,00	3,40	6,00	3,44	4,98	0,05	2,93	5,09
P ₂ O ₅	0,13	0,16	0,09	0,16	0,18	0,29	0,06	0,18	0,25	0,12	0,24	0,09	0,03	0,16	0,07	0,11	0,07	0,17	0,04	0,08	0,02
П.п.п.	1,52	0,78	0,77	1,34	1,06	0,57	0,87	0,00	0,58	0,51	0,51	0,00	0,59	2,96	1,25	1,42	0,95	0,61	6,81	0,60	0,42

Примечание. 1, 2 — гранат-двопироксеновые основные кристаллические сланцы; 3, 4 — двопироксеновые основные кристаллические сланцы; 5—13 — эндрбиты нижних частей разреза из карьеров Казачий Яр и Гайворон; 14—18 — эндрбиты верхних частей разрезов из карьера Завалье;

19 — ультраосновные породы (среднее из 5); 20 — бердичевские граниты (среднее из 2); 21 — аляскинские граниты (среднее из 2).

дывались подвижные пояса росинско-тикичской серии, Побужский кратон был вполне консолидирован. Как и везде, гранулитовый метаморфизм побужского комплекса происходил не в раннем архее, а гораздо позже, в позднеархейское время (2,8 млрд. лет) во время активного формирования следующего позднеархейского Росинско-Тикичского пояса.

Позднеархейская подвижная область
(2,8—2,6 млрд. лет)

Мы уже коснулись соотношений Тикичского и Росинско-Тикичского поясов Вольно-Подольского блока с древними бугидами. Кроме этого, позднеархейские образования слагают Вольнский, Кировоградский и Приазовский блоки.

Вольнский блок отделяется от Подольского блока Тетеревской зоной глубинного разлома, хотя иногда его южную границу проводят по северному краю чудново-бердичевских гранитов. По-видимому, здесь развито два структурных этажа: овручская субширотная синклиналь протерозойских образований и более древний позднеархейский кристаллический этаж, первичное строение которого очень замаскировано региональной гранитизацией. Тем не менее здесь выделяется Коростень-Случский антиклинорий и обрамляющая его с юга Житомирская синклиниальная зона. Последняя сложена осадочно-терригенными и вулканогенными образованиями. Здесь известны также перидотиты, пироксениты и габброидные породы. В среднепротерозойское время (1,6 млрд. лет) в ядро архейских образований был внедрен Коростенский плутон анортозитов и рапакиви.

Наиболее полно позднеархейские образования с возрастом 2,8—2,6 млрд. лет развиты в Среднем Приднепровье. Здесь конско-верховцевская серия подразделяется на ряд свит: аульскую, конскую, белозерскую, тепловскую. Нередко сохраняются слабо метаморфизованные толщи. В нижних свитах преобладают вулканы основного состава, реже — кислого. Сейчас они представлены амфиболитами, диабазами, кератофирами и сланцами. Подчиненное значение имеют осадочные породы: гранатовые гнейсы, магнетит-хлоритовые кварциты. Белозерскую свиту отличает преобладание первично-осадочных пород — метапесчаников, кварц-серицитовых и хлоритовых сланцев и небольших пачек железистых кварцитов.

Плутонические комплексы в Приднепровье представлены гранитами и мигматитами днепровского комплекса. Преобладают серые биотит-плагиоклазовые и биотит-амфибол-плагиоклазовые граниты. На них накладываются региональная микроклинизация и региональная гранитизация калиевыми гранитами. Время образования плагиогранитов определяется в 2830 ± 110 млн. лет, а калиевых аplitовых гранитов — 2710 ± 95 млн. лет. Аналогичный возраст имеют звенигородские граниты в бассейне рек Рось и Тикич. Во многих районах развития позднеархейских комплексов проявлены мелкие интрузии ультраосновных пород — перидотитов и серпентинитов.

Кировоградский блок охватывает центральную часть Украинского щита. Он наминает собой Вольно-Подольский блок. В его центрально-осевое поднятие внедрен среднепротерозойский Корсунь-Новомиргородский массив рапакиви. По обе стороны от него находятся Приингульская и Братская синклинали и Долинская и Вознесенская антиклинали. Эти крупные гнейсово-сланцевые зоны осложнены многочисленными гранитными куполами и гнейсовыми валами. Ингульская и Братская синклинали сложены слоистыми толщами биотитовых гнейсов с прослоями амфиболовых и пироксеновых сланцев. Это одна из древнейших вулканогенно-терригенных формаций.

Приазовский блок архейских пород обнажается на крайнем востоке Украинского щита. Он отделен от остальной территории Орехово-Павлоградской тектонической зоной, в которой сейчас найдены породы катаархейского возраста. Архейские структуры Приазовского блока собраны в складки, ориентированные в северо-западном направлении. Кристаллические метаморфизованные образования расчленяются на ряд серий, которые сложены пироксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, с редкими прослоями кварцитов, высокоглиноземистых и железистых пород.

Нижнепротерозойская подвижная область
(2—1,8 млрд. лет)

Подвижная область нижнего протерозоя занимает центральную часть Украинского щита, она формировалась 2—1,8 млрд. лет назад, т.е. одновременно со Svecofennско-Карельским поясом Балтийского щита и Байкало-Патомским поясом Витимо-Алданского щита. В региональном плане следует говорить о грубоячейном строении ниже-

протерозойской области, где крупные массивы и полосы гранитоидных пород разделены узкими сланцево-гнейсовыми полосками; 80–85% всей площади занято гранитоидными породами, которые слагают крупные антиклинальные структуры гранит-мигматитовых куполов; 15–20% территории занимают межкупольные синклинали метаморфических пород. В большинстве случаев это асимметричные однокрылье синклинали или моноклинали, нередко чешуйчатого строения, зажатые в гранитоидах.

По данным Р.Я. Белевцева [1982], среди нижнепротерозойских прогибов различаются три типа: эвгеосинклиальные и миогеосинклиальные прогибы и промежуточный тип. Типичные эвгеосинклиальные прогибы развиты в Среднем Приднестровье, для них характерно преобладание вулканических пород основного и среднего состава; в нижних частях разрезов нередки ультраосновные породы; джеспилиты связаны с вулканогенными образованиями; терригенные отложения флишевого типа слагают верхи разрезов. Промежуточный тип хорошо изучен в криворожском железорудном бассейне. Здесь выделяются metabазитовая, нижняя аркозофиллитовая, средняя железорудная и верхняя сланцевая толщи. Миогеосинклиальный тип развит в Родионовско-Ингульском районе. Здесь нет metabазитов и железистых пород. Терригенные флишеидные комплексы верхов разрезов представляют собой предорогенную формацию.

Широко известный Криворожский синклинорий состоит из трех асимметричных синклиналей: Саксаганской, Основной и Лихмановской. Это узкие, похожие на моноклинали полосы метаморфических пород, зажатые в древних гранитоидных полях. Такое строение типично для большинства нижнепротерозойских прогибов. Можно полагать, что современные межблоковые синклинали отвечают геосинклиальному прогибам, где отлагались мощные осадочно-вулканогенные толщи.

Прогибы разделяются гранито-гнейсовыми поднятиями, их строение сложное и с трудом поддается расшифровке. Самые ранние граниты относятся к плагиогранитной группе. Местами на них устанавливается даже метаморфизованная кора выветривания (метааркозы, серицитовые кварциты). Возможно, что эрозия таких гранитов давала осадочный материал, сносимый во впадины. Анализы ранних плагиогранитов из-под кор выветривания приводит Р.Я. Белевцев. Их состав (в %) однообразен и устойчив с небольшими вариациями главных элементов: $\text{SiO}_2 = 67-70$, $\text{CaO} = 2-3,5$, $\text{K}_2\text{O} = 1,3-2,5$, $\text{Na}_2\text{O} = 3-5$. Ядра антиклинальных структур становились вместилищами более поздних гранитоидов нормального известково-щелочного состава, для которых характерны метасоматическое развитие калиевого полевого шпата и порфиробластическая калищпатизация; они замещают ранние плагиограниты и синхронны с главной складчатостью. Наконец, есть самые поздние калиевые граниты, часто секущие, возможно, что они отвечают уже поздним орогеническим этапам.

Вопросы регионального метаморфизма нижнепротерозойской области детально исследованы и разобраны Р.Я. Белевцевым. Здесь важны два момента: широкие региональные особенности распределения метаморфических фаций и субфаций и особенности местных, локально-мозаичных или градиентных распределений температуры в отдельных сопряженных парах: геосинклиальный прогиб – гранитоидное поднятие.

Общая метаморфическая зональность ориентируется согласно с крупными тектоническими структурами. Региональная закономерность распределения температурного поля – это увеличение температуры метаморфизма от внутренних частей геосинклиальной области к ее краям, к форланду. Региональный метаморфизм имеет соскладчатый или даже позднескладчатый характер, поскольку метаморфическая зональность независима от геологических тел.

Общие выводы

На территории Украинского щита выделяются комплексы пород, относящиеся к образованиям разновозрастных подвижных систем.

1. Катаархейские образования (3,8 млрд. лет) обнаружены в Орехово-Павлоградской зоне, но их геология пока остается невыясненной.

2. Следующие, раннеархейские бугиды занимают территорию Вольно-Подольского блока, они формировались в раннем архее (более 3,2 млрд. лет). Сейчас эта область выступает в качестве стабилизированного кратона, сложенного метаморфическими породами гранулитовой фации. В первичном виде они представляли собой осадочно-вулканогенные разрезы, сложенные известковистыми и щелочно-известковистыми вулканическими породами, которые позже были превращены в слоистые толщи основных кристаллических сланцев и эндербитов. В этом же поясе и серогнейсовые плутоны тоналит-диоритового состава.

3. Позднеархейские образования (2,8–2,6 млрд. лет) слагают Вольнский, Кировоградский, Приднепровский и Азовский блоки. Они сильно переработаны процессами региональной гранитизации и метаморфизма и выявление их первичной природы представляет трудную задачу.

4. Нижнепротерозойский (2–1,8 млрд. лет) подвижный пояс (саксаганиды) слагает центральную часть Украинского щита. Выделяются осадочные и вулканогенные зеленокаменные впадины и разделяющие их граниты и гранито-гнейсы. Это типичная гранит-зеленокаменная область. История вулканизма отдельных впадин исследована с большой детальностью, так же как и региональный метаморфизм всего пояса.

5. В среднем протерозое Украинский щит был полностью стабилизирован и находится в платформенном режиме. Готский орогенез проявился здесь внедрением крупных плутонов анортзитов и гранитов рапакиви.

ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА И КРАТОНЫ ДРУГИХ ПЛАТФОРМ

Из зарубежных платформ остановимся на Лаврентийской (Канадско-Гренландской), Южно-Африканской, Западно-Австралийской и Индостанской. Наш интерес к ним определяется двумя обстоятельствами: в их кристаллическом основании имеются реликтовые фрагменты наиболее древних подвижных поясов, возраст которых обоснован изотопной геохронологией. Кроме того, по этим древнейшим объектам имеются хорошие аналитические данные. Поскольку этот материал в общем известен геологам по литературе, в том числе переводной и по обзорным работам, то в изложении данных мы будем стремиться к предельной краткости, делая упор на самых общих чертах геологии отдельных, хорошо изученных объектов.

Лаврентийская платформа

Общая схема Лаврентийской платформы показана на рис. 18. В нее входят Северо-Американская плита, Канадский и Гренландский щиты. Иногда к ней присоединяют докембрийские комплексы Шотландии, объединяя древнейшие образования Лабрадора, Гренландии и Шотландии в единый архейский Северо-Атлантический кратон. Однако другие ученые считают, что Великобритания связана единым кристаллическим фундаментом с Норвегией, и тогда докембрийские комплексы Шотландских нагорий и Гебридских островов трактуются как фрагменты кристаллического основания внутри британо-скандинавских каледонид, т.е. они занимают примерно такую же позицию, как докембрий Лофотенских островов.

Северо-Атлантический кратон (рис. 19) — это наиболее ранняя единица рассматриваемого региона, консолидированная уже в архее. Ее слагают наидревнейшие образования с возрастом 3,8 млрд. лет. Это комплекс гнейсов Амитоок, основные и ультраосновные породы ассоциации Акилиа и зеленокаменные образования комплекса Исуа в Гренландии, гнейсы Уивак с фрагментами метаосадочных пород, вулканогенных ультрабазитов и базальтов на Лабрадоре. На уровне 3,6 млрд. лет эти образования претерпели деформацию, гранитизацию, метаморфизм и предварительную консолидацию с внедрением трещинных даек Амералик в Гренландии и даек Саглек на Лабрадоре.

Фрагменты столь же древних образований с возрастом 3,8–3,6 млрд. лет обнаружены на юге Лаврентийской платформы. Это известные гнейсы Мортон-Монтевидео [Goldich et al., 1970; Goldich, Hedge, 1974]. Детали их архейской геологической обстановки не поддаются расшифровке.

На обширном Канадском щите мы видим следующие главные геологические подразделения.

Позднеархейскую (2,9–2,6 млрд. лет) гранит-зеленокаменную область районов Супериор и Слейв, где развиты типичные протяженные зеленокаменные пояса, сложенные вулканическими образованиями Киватина и осадочными Тимискаминга. Зеленокаменные пояса разделяются обширными полями гранитоидов и гранито-гнейсов.

Нижнепротерозойские (2–1,8 млрд. лет) гудзонские образования расположены главным образом на территории районов Черчилл и Унгава. Они заполняют впадины и трюги, окаймляющие стабилизированные к этому времени архейские кратоны. Формируются: 1) вулканогенные впадины эвгеосинклинального типа; 2) впадины чисто осадочные миогеосинклинального типа; 3) чехол на архейских кратонах. Очер-

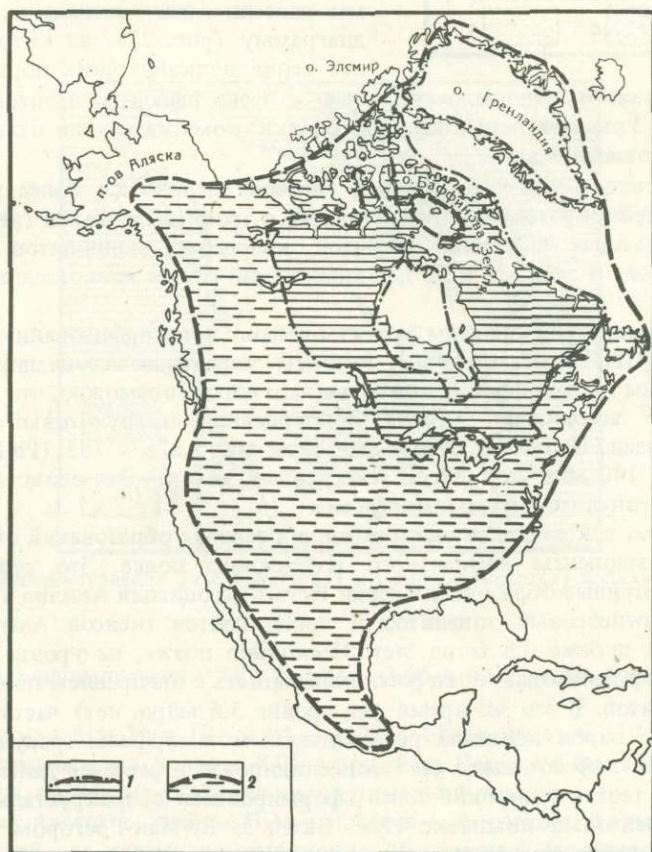
тания архейских кратонов в нижнепротерозойское время намечаются канадскими геологами весьма приблизительно.

На рис. 20 показан упрощенный вариант [Douglas, 1973], где обособлены архейские кратоны Суперитор и Слейв и раннепротерозойская подвижная область Черчилл и Унгава.

На следующей схеме (рис. 21) показано территориальное распространение орогенного Эльсонского пояса с возрастом 1,4 млрд. лет и орогенного Гренвиллского пояса с возрастом 1 млрд. лет. Остановимся несколько подробнее на некоторых объектах.

Северо-Атлантический кратон объединяет ряд разрозненных участков наиболее древних катаархейских образований, обнажающихся в Гренландии и восточной части п-ова Лабрадор. В. Мак-Грегор [McGregor, 1973, 1979] был первым, кто выделил в Годхоб-фиорде Западной Гренландии древнюю гнейсовую толщу Амитсок и более молодую — Нук, разделенные по времени внедрением даек Амералик и супракрустальным комплексом Малене. По мнению В. Мак-Грегора, дайки Амералик не встречаются в супракрустальной толще Малене.

Возраст гнейсов Амитсок, согласно многочисленным и весьма точным изотопным исследованиям, укладывается в интервал 3,8—3,6 млрд. лет. Сам комплекс Амитсок крайне неоднороден. В нем присутствуют многочисленные фрагменты и остатки супракрустальных сланцевых пород ассоциации Акилиа. Наиболее крупный фрагмент,



Р и с. 18. Лаврентийская платформа

1 — обнаженный щит; 2 — перекрытая осадочным чехлом плита

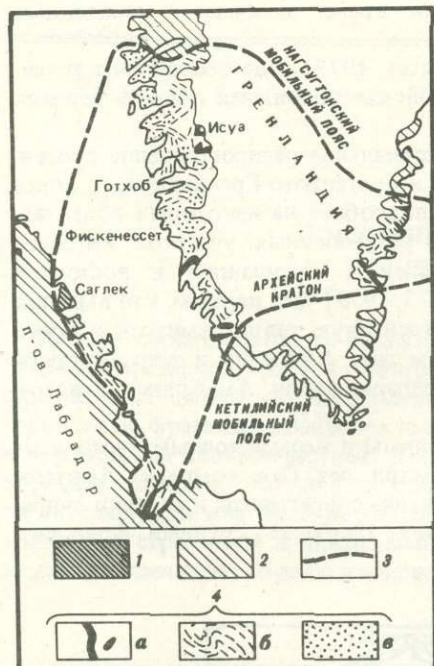


Рис. 19. Северо-Атлантический кратон по Б. Уиндли [Windley, 1977]

1, 2 — протерозойские: 1 — покров, 2 — подвижные пояса; 3 — граница архейского кратона; 4 — архей: а — супраструктуральные пояса, б — гнейсы амфиболитовой фации, в — гнейсы гранулитовой фации

занимающий площадь в несколько квадратных километров — это серия Исуа, для которой получен уверенный и многократно повторенный возраст 3,8 млрд. лет. Для ассоциаций Акилия и Исуа характерен типичный набор пород зеленокаменных поясов. Это амфиболиты, пироксениты, измененные перидотиты, горнблендиты, metabазальты и метавулканические кислые породы, наконец метаосадочные породы вплоть до кремнистых, железистых и карбонатных разностей. Предполагается, что метавулканические породы ассоциации Акилия имеют первично коматиитовый и толеитовый состав (табл. 29). Собрав силикатные анализы этой ассоциации и серии Исуа, мы нанесли эти данные на вариационную диаграмму (рис. 22), из которой видно, что вся серия вулканических пород относится к

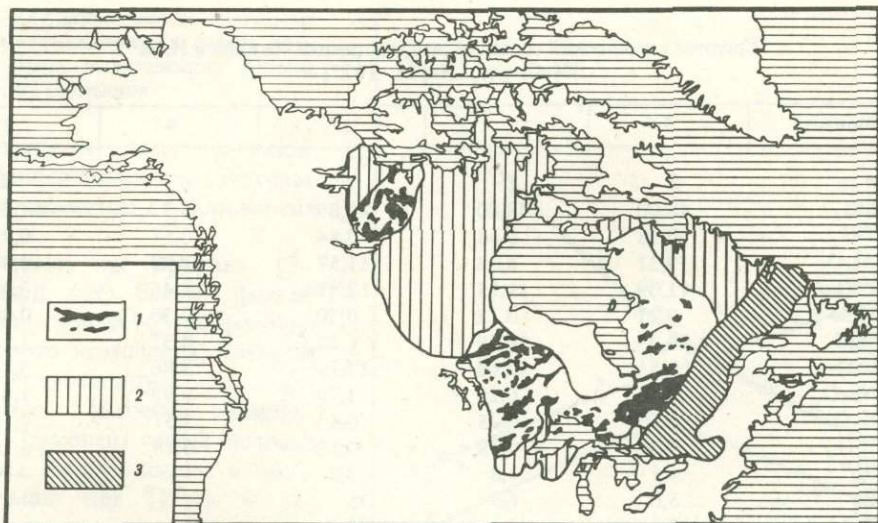
высокоизвестковистой малощелочной серии с очень высоким щелочно-известковым индексом — 63. Ультраосновные породы близки коматиитам, но отличаются от них высокой известковистостью.

Среди собственно амитсоксских серых гнейсов различается более ранняя группа, представленная лейкократовыми тоналитовыми и трондьемитовыми гнейсами, и более поздняя, прорывающая ее группа диоритов, кварцевых монзонитов и нормальных калиевых гранитов. В табл. 30 и 31 дан химический состав низкокалиевой и нормальной групп.

Среди гнейсов Амитсок описаны реликты высокометаморфизованных пород гранулитовой фации [Griffin et al., 1980]. Реликты минеральных ассоциаций гранулитовой фации обнаружены внутри фрагментов основных пород, возможно, что это супраструктуральные породы ассоциации Акилия, претерпевшие гранулитовый метаморфизм 3,6 млрд. лет назад. Получены следующие значения: $3,625 \pm 135$ (Pb-Pb изохронный метод) и 3560 ± 140 млн. лет (Rb-Sr изохронный метод). Это единственный пример катаархейского гранулитового метаморфизма.

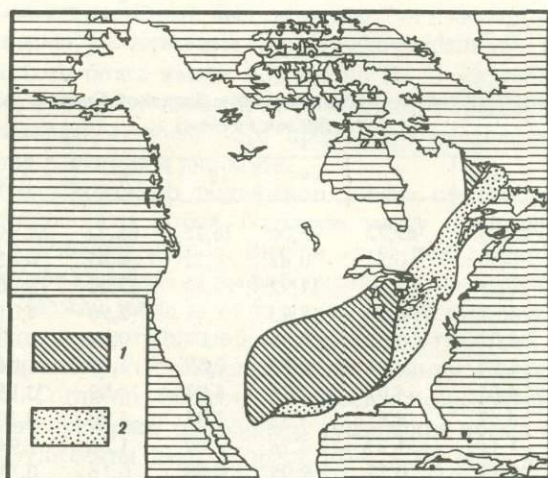
Таким образом, в комплексе наидревнейших земных образований обнаруживаются все главные компоненты нормального подвижного пояса. Это супраструктуральные осадочно-вулканогенные образования серии Исуа и ассоциации Акилия и plutонические образования серогнейсовых тоналитов и трондьемитов гнейсов Амитсок, которые формируются на рубеже 3,8 млрд. лет. Несколько позже, на уровне 3,6 млрд. лет комплекс был деформирован, претерпел складчатость с внедрением поздних калиевых диоритов и гранитов. В это же время (на уровне 3,6 млрд. лет) часть ранних даек и силлов основных пород испытала региональный метаморфизм гранулитовой фации. Наконец, весь древний комплекс был консолидирован и рассечен дайками Амералик.

В следующий геотектонический цикл сформировался супраструктуральный комплекс Малене и серогнейсовый комплекс Нук. Вслед за В. Мак-Грегором можно считать предыдущий комплекс Амитсок с заключенными в нем дайками Амералик фундаментом, на котором отлагалась супраструктуральная серия Малене. Она содержит в себе метавулканические и метаосадочные породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации. Недавно были получены Sm-Nd определения возраста для метаосадков серии



Р и с. 20. Подвижные пояса Канадского щита по Р. Дугласу [Douglas, 1973]

1 – архейские зеленокаменные пояса районов Слейв и Супериор; 2 – нижнепротерозойские подвижные пояса; 3 – Гренвиллский пояс



Р и с. 21. Схема распространения Эльсонского (1) и Гренвиллского (2) подвижных поясов Канадского щита

Малене, которые дали значения $2,82 \pm 0,03$ и $2,66 \pm 0,03$ млрд. лет [Hamilton et al., 1983].

Считается, что гнейсы Нук [Black et al., 1971; Chadwick et al., 1974] имеют интрузивное происхождение, их возраст 3,05 млрд. лет. Первые фазы сильно деформированы и изменены, последние являются дискретными плутонами.

Как и гнейсы Амитоок, гнейсы Нук относятся к формации так называемых серых гнейсов, т.е. наиболее ранних плутонических образований бимодального габбро-плагиогранитного или тоналит-трондьемитового состава (табл. 32). На вариационных диаграммах намечается разрыв этой серии в интервале кремнеземистости 56–64%.

В целом комплекс гнейсов и гранитов Нук метаморфизован в амфиболитовой фации. Однако на юге и востоке в них имеются и породы гранулитовой фации. Значе-

Средний химический состав пород ассоциации Акилия и Исуа
[McGregor, Mason, 1977]

Компонент	1	2	3	4	5
<i>n</i>	2	1	7	6	4
SiO ₂	48,00	48,80	48,89	49,93	67,14
TiO ₂	0,38	0,44	0,84	0,57	0,49
Al ₂ O ₃	3,31	6,03	11,57	12,80	14,36
FeO	11,09	11,15	12,41	9,46	3,05
MnO	0,21	0,22	0,30	0,30	0,09
MgO	24,26	16,70	8,17	8,37	1,72
CaO	9,81	12,63	13,70	9,86	3,82
Na ₂ O	0,30	0,20	1,70	0,99	1,47
K ₂ O	0,60	0,25	0,53	1,57	4,78
P ₂ O ₅	0,03	0,09	0,13	0,18	0,16
Rb	4,1	1,8	3,0	—	—
Ba	5,0	6,9	25	—	—
Zr	13	38	32	—	—
Cr	4315	1740	1280	—	—
Ni	14,05	850	480	—	—

Примечание 1–3 – ультраосновные и основные породы ассоциации Акилия; 4, 5 – основные и кислые породы ассоциации Исуа.

Таблица 30

Химический состав гнейсов Амйтсок Западной Гренландии
(серия, бедная калием)

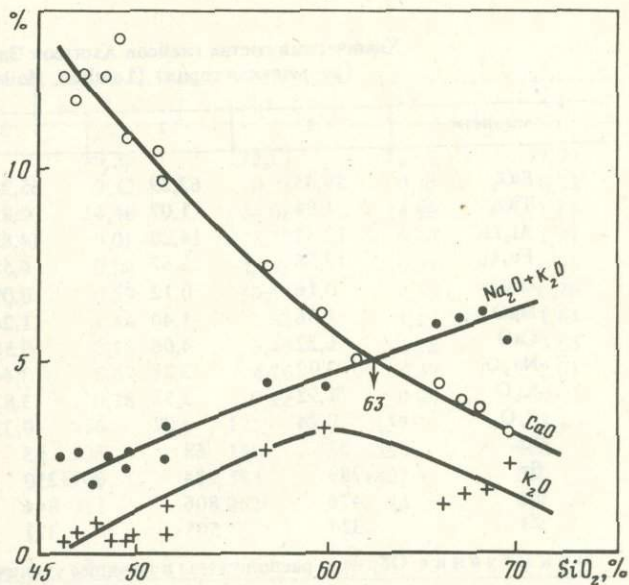
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	65,60	65,69	69,72	76,00	76,15	65,32	68,81	70,24	73,57
TiO ₂	0,54	0,50	0,51	0,41	0,21	0,45	0,43	0,26	0,18
Al ₂ O ₃	15,51	16,79	15,65	11,92	12,59	17,11	15,00	14,93	14,44
Fe ₂ O ₃	5,07	4,57	2,90	2,93	1,81	2,95	4,01	2,35	1,41
MnO	0,08	0,07	0,02	0,05	0,02	0,04	0,08	0,07	0,02
MgO	2,10	1,94	0,94	0,57	0,59	1,35	1,04	0,83	0,46
CaO	4,74	4,65	4,02	3,78	4,07	4,09	3,15	2,73	2,65
Na ₂ O	4,72	4,47	4,81	3,52	3,87	5,20	4,30	5,30	4,55
K ₂ O	1,42	1,15	1,23	0,76	0,60	1,50	1,94	1,42	1,40
P ₂ O ₅	0,21	0,17	0,17	0,05	0,09	0,16	0,11	0,09	0,06
Rb	29	28	39	51	29	66	118	80	64
Sr	415	401	340	265	270	421	236	236	195
Ba	198	—	553	192	113	245	245	85	174
Zr	101	—	127	297	85	84	179	—	128
Cr	—	—	—	—	—	40	45	40	13
Co	—	—	—	—	—	19	11	22	9
Ni	28	—	7	3	4	8	14	6	3

Примечание. 1–5 [Lambert, Holland, 1976]; 6–9 – [McGregor, 1979].

ние возраста гранулитового метаморфизма по Pb-Pb методу равно 2850 млн. лет [Black et al., 1973].

В связи с гранулитовым метаморфизмом небезынтересно отметить, что именно для этого времени (2,85 млрд. лет) Б. Чадвик [Chadwick, 1974] предполагает развитие шарьяжной тектоники, сопровождающейся образованием интерференционного

Р и с. 22. Вариационная диаграмма для метавулканических пород комплекса Исуа и ассоциации Акилиа Западной Гренландии



структурного плана куполов, модифицированного сдвиговыми движениями в линейных поясах.

К этому же времени (3–2,8 млрд. лет) близко формирование слоистого габбро-анортозитового комплекса, который тесно ассоциирует с гранулитами [Froend, Hughes, 1978]. Наконец, самые поздние граниты Коргут имеют возраст 2600 млн. лет [Black et al., 1973].

В дальнейшем для района Годхоба характерен консолидированный режим, когда внедрялись лишь рои основных даек. В это время вся центральная часть Гренландии представляла собой стабильный массив, который был окружен с юга китилидами, а с севера нагсуттокидами и ранкинидами, где активные события произошли 1,9–1,8 млрд. лет назад.

Гнейсы Кетилийского пояса имеют возраст по Rb-Sr изохроне 1890 ± 90 и 1780 ± 20 млн. лет и относятся к нижнепротерозойским образованиям. Они претерпели региональный метаморфизм, после чего произошло внедрение норитов, кварцевых монзонитов, гранитов рапакиви и диоритов.

Протерозоиды Нагсуттоцкого подвижного пояса протягиваются в субширотном направлении и представляют собой большую массу тектонических чешуй, надвинутых на юг, на Годхобский массив. Внутри этого пояса много реликтовых блоков фундамента, метаморфизованных в амфиболитовой и гранулитовой фациях и сильно гранитизированных. Между ними в виде узких полос располагаются слабо метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования нагсуттоцкой серии.

Ранкинский подвижный пояс выделяется на крайнем северо-западе Гренландии в районе Упернавика. Согласно геохронологическим исследованиям [Kalsbeck, 1981], этот мобильный пояс претерпел ороению в гудзонское время (1800 млн. лет назад). Метаосадки и метавулканиды дают возраст 1790 ± 90 млн. лет. Выделяются глыбы основания, метаморфизованные в амфиболитовой фации с возрастом 2860 млн. лет и в гранулитовой фации, возраст которой оказывается достаточно молодым — 1940 млн. лет. Речь идет о древнем основании, метаморфизованном в амфиболитовой фации и претерпевшем новый метаморфизм гранулитовой фации в связи с развитием Ранкинского нижнепротерозойского подвижного пояса.

Важно отметить, что в Западной Гренландии обнаруживаются геологические образования очень древнего катаархейского возраста (3,8–3,6 млрд. лет), которых нет на наших кратонах. Причем замечательно, что формационные типы вулканических и плутонических пород обычны для геосинклинальных подвижных поясов. Другой геотектонический цикл, который хорошо зафиксирован, отвечает возрастному рубежу 2,8 млрд. лет с супракрустальным комплексом Малене и заключительными калиевыми гранитами Коргут с возрастом 2,6 млрд. лет. Этот тектонический цикл хорошо известен и на наших кратонах. Интересно, что в Западной Гренландии не установлены образования с возрастом 3,5 млрд. лет, которые широко известны в Южной Африке, Австралии и Индии. Может быть поэтому здесь и сохранились геологические образования наиболее древнего катаархейского геотектонического цикла.

Таблица 31

Химический состав гнейсов Амитсок Западной Гренландии
(нормальная серия) [Lambert, Holland, 1976]

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	59,45	63,29	65,25	65,50	65,87
TiO ₂	1,94	1,07	0,85	0,80	0,82
Al ₂ O ₃	12,42	14,20	14,85	15,50	15,35
Fe ₂ O ₃	12,56	8,67	6,55	6,00	5,98
MnO	0,16	0,12	0,09	0,08	0,08
MgO	1,86	1,40	1,26	1,24	1,11
CaO	6,22	4,06	3,50	4,03	3,98
Na ₂ O	3,02	3,21	3,44	4,41	4,22
K ₂ O	1,52	3,57	3,83	2,32	2,38
P ₂ O ₅	0,74	0,37	0,32	0,29	0,29
Rb	31	68	63	47	47
Sr	289	234	250	300	300
Ba	476	806	844	756	792
Zr	324	505	377	282	325

Примечание. Образцы расположены в порядке увеличения кремнеземистости.

Для Гренландии выявляются три эпохи гранулитового метаморфизма. Первая имеет возраст 3,6 млрд. лет и проявлена только в Гренландии в связи с развитием наидревнейшего подвижного пояса супракрустальных и plutонических пород, первично сформированных на уровне 3,8 млрд. лет. Вторая с возрастом 2,85 млрд. лет отвечает общемировому уровню, доказанному на большинстве древних кратонов. Наконец, третья эпоха — 1,9 млрд. лет — отвечает нижнепротерозойскому времени и связана с нижнепротерозойским гранулитовым метаморфизмом древних архейских глыб в нижнепротерозойских подвижных поясах.

Катаархейские образования находятся также и к западу от Гренландии на побережье п-ова Лабрадор. Здесь обнажается серогнейсовый комплекс пород (гнейсы Уивак I) тоналитового и трондьемитового состава, которые тектонически переслаиваются с комплексом супракрустальных пород — метаосадочными и метавулканическими породами основного и ультраосновного состава. Более поздние гнейсы (Уивак II) более

Таблица 32

Средний химический состав гнейсов Нук и гранитов Коргут
Западной Гренландии [Black et al., 1971]

Компонент	1	2	3	4	5	Компонент	1	2	3	4	5
<i>n</i>	7	12	8	13	18	P ₂ O ₅	0,42	0,19	0,08	0,08	0,09
SiO ₂	53,30	65,7	71,0	71,7	72,9	Rb	32	52	32	53	222
TiO ₂	0,83	0,46	0,22	0,20	0,19	Sr	804	585	562	562	183
Al ₂ O ₃	18,20	16,9	15,8	15,4	14,6	Ba	622	709	818	1017	780
FeO	7,1	3,2	1,5	1,4	1,5	Zr	72	139	124	107	196
MnO	0,11	0,05	0,02	0,02	0,02	Nb	6	4	4	2	—
MgO	4,5	1,7	0,7	0,5	0,5	Cr	100	42	33	24	28
CaO	8,0	4,1	3,0	2,2	1,4	Co	27	16	12	11	15
Na ₂ O	4,4	5,0	5,3	5,0	3,6	Ni	58	18	6	3	5
K ₂ O	1,2	1,6	1,5	2,6	5,0						

Примечание. 1—4 — гнейсы Нук, расположены в порядке увеличения кремнеземистости; 5 — граниты Коргут.

	6	7	8	9	10	11	12
	67,26	67,79	70,31	70,39	72,13	72,89	77,90
	0,82	0,96	0,54	0,42	0,36	0,15	0,23
	13,86	13,51	13,80	14,46	14,04	14,99	11,85
	6,36	6,80	4,16	3,01	2,72	0,78	1,39
	0,08	0,08	0,06	0,04	0,04	0,01	0,03
	1,05	1,13	0,74	0,59	0,57	0,18	0,26
	3,86	3,30	2,07	1,84	1,82	1,19	1,64
	2,71	3,46	3,26	3,18	3,43	3,28	3,63
	4,18	2,86	4,88	5,87	4,76	6,48	3,01
	0,27	0,31	0,17	0,18	0,12	0,05	0,03
	89	80	109	136	125	157	93
	190	191	152	238	150	250	128
	694	618	541	1100	584	1402	500
	370	389	314	312	252	44	137

калиевые и считаются уже типично гранитным комплексом. Определения Rb-Sr изохронного возраста по породам [Коллерсон и др., 1980] дают значение $3622 \pm \pm 72$ млн. лет. Возможно, что эти датировки отвечают заключительным фазам гранитизации и деформации всего комплекса. Позже катаархейский комплекс был консолидирован (его пересекают дайки Саглек), а потом перекрыт супракрустальным комплексом Упернавик. Возраст последнего неизвестен, но пересекающие его инъекции поздних гранитов имеют возраст $3,100 \pm 160$ млн. лет. Данные по химическому составу древнейших метавулканитов и ультрабазитов, бимодальной серии серых гнейсов и поздних диоритов и гранитов приведены в табл. 33 и 34.

Весь комплекс древнейших пород Лабрадора метаморфизован в условиях амфиболитовой фации. Гранулитовый метаморфизм проявлен крайне незначительно в районе залива Саглек вдоль разлома Хенди. Возраст гранулитового метаморфизма неизвестен, но делается предположение [Collerson et al., 1976], что проявлен он достаточно поздно и очень ограниченно. Таким образом, на п-ове Лабрадор речь идет о геологических образованиях катаархейского возраста, среди которых имеются осадочно-вулканогенные ультрабазит-толеитовые толщи, plutонические бимодальные серые гнейсы, деформированные и гранитизированные 3,6 млрд. лет назад.

На территории Канадского щита хорошо известны позднеархейские (2,9—2,6 млрд. лет) образования, представленные осадочно-вулканогенными зеленокаменными поясами и разделяющими их гранитами. Очень мощные (до 12—20 км) разрезы зеленокаменных поясов расчленяются на циклические вулканические толщи, переслаивающиеся с осадочными породами. Обычно они деформированы, метаморфизованы и пересекаются гранитами. Преобладают вулканические потоки и толщи пирокластов варьирующего состава от толеитов до известково-щелочных и щелочных разностей, в низах разрезов они нередко включают прослой ультраосновных лав. Общая последовательность пород внутри отдельных циклов — от основных мафических вулкаников к кислым фельзитским. Определения абсолютного возраста дают цифры в интервале 2,9—2,7 млрд. лет [Krogh, Devis, 1972].

Особенно хорошо изучен огромный зеленокаменный пояс Абитибиды (его длина 600, ширина 250 км) на юго-востоке провинции Супериор. В работах А. Гудвина [1977] приводится детальная стратиграфия толщи и огромный аналитический материал по составу вулканических пород (табл. 35).

Химический состав катаархейских метавулканических пород Лабрадора [Collerson et al., 1976]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>n</i>	1	6	1	1	10	14	6	4	—
SiO ₂	38,30	50,59	60,30	73,70	38,83	49,07	49,07	54,00	49,10
TiO ₂	0,02	0,68	0,84	0,76	0,07	1,03	0,81	1,53	1,20
Al ₂ O ₃	0,26	12,08	18,70	13,50	0,95	14,52	14,79	12,96	14,13
Fe ₂ O ₃	5,60	1,20	0,80	—	4,86	2,04	1,58	3,08	2,73
FeO	7,90	10,87	3,60	1,39	5,13	10,28	8,95	11,69	10,33
MnO	0,23	0,21	0,08	0,02	0,10	0,23	0,22	0,19	0,21
MgO	41,90	8,56	2,76	0,57	38,02	7,22	6,47	3,81	0,53
CaO	0,16	11,00	4,58	3,33	0,61	10,22	13,74	7,66	10,27
Na ₂ O	0,28	2,16	5,00	4,15	0,09	2,08	1,69	2,11	3,14
K ₂ O	0,02	0,74	1,73	0,78	0,01	0,39	0,38	0,40	0,80
P ₂ O ₅	0,04	0,07	0,28	0,12	—	0,27	0,24	0,15	0,12
Rb	1	26	108	37	14	23	23	109	15
Sr	10	79	293	69	24	134	121	71	112
Ba	5	115	629	429	8	116	86	134	109
Zr	14	45	144	86	17	55	44	60	62
Cr	3809	599	215	97	3132	337	505	29	221
Ni	2028	147	94	72	2064	100	107	53	83

Примечание. 1—4 — перидотиты, амфиболиты, метадациты, метариолиты района Саглек; 5—8 — перидотиты и амфиболиты района Хант-Ривер; 9 — дайки Саглек.

Таблица 34

Химический состав серых гнейсов Лабрадора
[Collerson et al., 1976; Bridgwater, Collerson, 1976]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>n</i>	1	1	1	10	4	2	5	8
SiO ₂	72,3	66,3	72,8	68,6	50,85	62,80	67,66	72,14
TiO ₂	0,31	0,44	0,13	0,4	0,91	1,33	0,64	0,22
Al ₂ O ₃	14,9	16,9	14,4	15,9	15,88	12,70	14,00	14,83
Fe ₂ O ₃	0,6	2,8	0,4	2,5	—	—	0,50	0,23
FeO	1,3	—	0,6	—	10,44	10,26	3,90	1,22
MnO	0,02	0,04	0,02	0,03	0,17	0,11	0,06	0,03
MgO	0,65	1,11	0,28	0,94	6,18	1,48	1,14	0,40
CaO	3,04	2,75	1,82	2,60	7,20	4,03	2,79	1,65
Na ₂ O	0,4	5,9	4,6	5,3	3,58	3,30	4,56	4,14
K ₂ O	1,16	2,49	3,92	2,47	2,74	2,13	3,62	4,62
P ₂ O ₅	0,10	0,16	0,06	0,13	0,20	0,43	0,19	0,08
Rb	70	105	110	111	15	94	170	146
Sr	448	712	605	725	105	188	156	274
Ba	212	193	1234	263	97	702	644	1332
Zr	180	209	151	137	44	196	211	166
Cr	24	11	12	17	466	15	9	13
Ni	23	24	20	23	136	24	23	21
Cu	7	3	9	14	92	41	12	4
Zn	41	71	36	48	136	52	63	43

Примечание. 1—4 — гнейсы Уивак I; 5 — 8 — гнейсы Уивак II.

Химический состав вулканических пород позднеархейских зеленокаменных поясов
Канадского щита [Гудвин, 1977]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>n</i>	14	530	374	88	75	7	175	152	68	25
SiO ₂	40,2	69,2	55,3	66,8	74,6	33,8	49,4	57,7	66,7	73,0
TiO ₂	0,30	1,23	1,07	0,58	0,31	0,81	1,03	0,83	0,43	0,24
Al ₂ O ₃	4,1	15,0	16,0	15,2	13,0	3,9	14,7	15,1	15,0	14,8
Fe ₂ O ₃	4,44	2,62	1,97	0,99	0,84	8,08	2,73	2,08	1,20	0,93
FeO	5,64	8,39	6,03	3,60	2,34	7,94	9,17	5,96	2,86	1,18
MnO	0,15	0,21	0,18	0,11	0,07	0,22	0,21	0,14	0,08	0,04
MgO	28,11	5,94	4,15	1,67	0,79	27,28	6,17	3,59	1,78	0,83
CaO	3,92	8,80	5,83	2,62	0,85	4,16	3,93	5,78	3,22	1,02
Na ₂ O	1,04	2,78	3,88	4,25	3,58	0,16	2,31	3,35	3,99	4,13
K ₂ O	0,06	0,45	0,88	1,28	2,15	0,03	0,36	1,05	1,68	2,37
P ₂ O ₅	0,02	0,15	0,20	0,13	0,07	0,17	0,26	0,31	0,24	0,15
Sr	72	157	167	111	79	100	174	285	327	191
Ba	21	142	259	256	406	11	126	358	402	619
Zr	57	97	118	158	217	102	128	187	158	124
V	163	371	242	91	69	2514	332	222	116	119
Cr	1942	195	113	79	78	6500	235	134	100	407
Co	86	58	54	57	57	100	53	45	57	59
Ni	1399	142	121	109	102	1070	159	120	113	154

Примечание. 1–10 – ультрабазиты, базальты, андезиты, дациты, риолиты. 1–5 – Абитибиды, 6–10 – Киватин.

В составе пояса Абитибиды выделены четыре свиты: нижняя Малартик (3500 м) сложена эффузивами и туфами основного и кислого состава с телами габброидов, гипербазитов, гранитов; свита Кевагама (3000 м) – граувакками, аргиллитами, кварцитами; свита Блейк-Ривер (5000 м) – кислыми и средними эффузивами; верхняя свита Кадиллак (5000 м) сложена граувакками, конгломератами, туфами, кварцитами. В районе Слейв такие же образования объединяются в серии Йеллоунайф, среди толеитовых эффузивов обнаруживаются ультраосновные лавы.

Зеленокаменные пояса представляют собой линейно вытянутые синклиновые зоны, складчатость которых параллельна направлению пояса. Канадские геологи считают их типичными эвгеосинклинальными впадинами с характерными раннегеосинклинальными формациями – вулканогенной толеитовой и известково-щелочной, граувакковой и флишевой.

В разделяющих зеленокаменные пояса гранитоидных пространствах отдельные трондьемитовые диоритовые плутоны характеризуются такими же значениями возраста, как и зеленокаменные комплексы, т.е. они формировались одновременно с вулканическими толщами. Так, трондьемитовый плутон Шибугама в поясе Абитибиды по цирконам дает возраст 2780 млн. лет [Krogh, Devis, 1972]. Такой же возраст (2760 млн. лет) получен Rb–Sr изохронным методом для гранодиоритового плутона Данверсье [Wanless et al., 1970].

Для зеленокаменного пояса Мичипикотен в Онтарио по данным Rb–Sr и U–Pb методов возраст нижних вулканитов 2749, верхних – 2690, трондьемитовых плутонов 2747 и гранитных штоков – 2737 млн. лет [Turek, Smith, 1982].

Однако внедрение основной части гранитов относится к интервалу 2,7–2,6 млрд. лет. Это главная фаза так называемой кеноранской орогении. В типовом районе Кенора на границе США и двух канадских провинций Манитоба и Онтарио развиты многократно деформированные гнейсы, интродуцированные гранодиоритовыми и гранитными плутонами. Установлены четыре деформационные фазы: первая –

в тоналитовых гнейсах с возрастом 2760 млрд. лет; вторая и третья, главные кеноранские фазы деформаций, проявлены в батолитах гранодиоритов, датируются 2630 ± 10 млн. лет, финальная четвертая фаза деформаций несколько моложе и близка к рубежу 2,5 млрд. лет.

Гранитные плутоны и гранито-гнейсы слагают 60% позднеархейской площади территорий Супериор и Слейв. Их состав широко варьирует от трондьемитов, гранодиоритов к кварцевым монзонитам, нормальным гранитам, аплитам и пегматитам, но исследованы они гораздо меньше, чем осадочно-вулканогенные разрезы зеленокаменных впадин.

Нижнепротерозойские (гудзонские) образования Канадского щита очень хорошо известны. Имеется много детально описанных разрезов эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных впадин и разрезов протерозойского чехла на архейских массивах. Эти материалы в большом объеме переведены у нас, и мы не будем на них останавливаться. Однако на одном объекте — гранулитовом поясе Пикуйтоней — следует остановиться, так как геологические соотношения разнородных и разновозрастных комплексов здесь очень характерны и уже неоднократно отмечались и на наших кратонах.

Речь пойдет о пограничных соотношениях позднеархейского кратона Супериор с нижнепротерозойскими образованиями пояса Томпсон [Эрмапович, Девисон, 1980]. Основная площадь архейского кратона представляет собой гранит-зеленокаменный комплекс, называемый вулканическим поясом Сачиго (2,8–2,7 млрд. лет). Это криволинейные ветвящиеся впадины, выполненные метаосадочными и метавулканическими породами, которые разделены гранитоидными массивами мигматитов, диоритов, тоналитов, трондьемитов и гнейсов. Восточнее пояса Сачиго располагается плутонический пояс Беренс такого же позднеархейского возраста, который отличается еще большей распространенностью гранитоидных плутонических пород и крайней редкостью супракрустальных осадочно-вулканогенных пород. На запад от пояса Сачиго располагается гранулитовый пояс Пикуйтоней и еще дальше на запад — нижнепротерозойский парагнейсовый пояс Томпсон. В зоне глубинного разлома, отделяющего парагнейсовый пояс Томпсон от гранулитового пояса, располагаются плутоны расчлененных габбро-анортозитов и порфиروبластовых гранодиоритов.

Гранулитовый пояс располагается на краю древнего позднеархейского кратона на границе с более молодым подвижным поясом. Мы полагаем, что когда-то этот край претерпел очень глубокое погружение, а позже поднялся (всплыл) и сейчас совмещен на одном гипсометрическом уровне с комплексами слабо метаморфизованных пород.

Латеральная последовательность комплексов пород с запада на восток очень характерна. Так, молодой и слабо метаморфизованный пояс Томпсон через плутоны анортозитов и диоритов сменяется гранулитовым поясом Пикуйтоней, потом идет древняя, но менее метаморфизованная часть архейского кратона. Точно такие же геологические соотношения устанавливаются, например, на севере Финляндии у Свекофенского пояса с гранулитовым Лапдандским поясом через пограничные анортозиты, причем в глубь древнего кратона гранулиты сменяются гранит-зеленокаменной областью. Аналогичные же соотношения устанавливаются между Олекмо-Становым поясом и Алданским кратоном или Беломорским поясом и Норвежско-Кольским кратоном и т.д. Эти аналогии заставляют думать, что речь идет о достаточно распространенной общей картине сочленения древнего кратона с молодым поясом. Гранулитовые пояса занимают в такой структурной паре вполне определенное закономерное положение — на форланде кратона.

Верхнепротерозойский пояс Гренвилл широкой полосой обрамляет Канадский щит с юго-востока и хорошо выделяется на всех геологических картах. Предполагается, что гренвиллский орогенный фронт переработал край Канадского щита в орогенную фазу 1 млрд. лет назад.

На геологических картах Гренвиллского пояса впадины, выполненные осадочными образованиями серии Гренвилл, занимают ограниченную площадь. Вулканы имеются

только во впадинах юго-восточной части провинции Онтарио, где слагают низы разрезов. Преобладающую часть территории занимают древние образования догренивиллского фундамента, переработанные в гренивиллское время. Наиболее распространены поля биотитовых и роговообманковых гнейсов. Породы гранулитовой фации образуют широкую полосу в центральной части Гренивиллского пояса и тесно ассоциируют с плутонами анортозитов и мангеритов. Гренивилльская складчатость и метаморфизм привели к широкому выравниванию значений возраста для всех пород.

Основные породы, внедрившиеся в серию Гренивилл до ее складчатости, имеют возраст 1285 млн. лет, синорогенные граниты — 1100 млн. лет, поздние калиевые граниты и пегматиты — 1020 млн. лет [Krogh, Hurley, 1968].

Территория Гренивиллского пояса очень сильно насыщена многочисленными крупными плутонами анортозитов и мангеритов. Плутоны этих пород протягиваются от Ньюфаундленда через всю провинцию Гренивилл в Адирондакские горы. Анортозиты и габбро-анортозиты слагают большую часть плутонов. Обычно плутоны имеют зональное строение, их центральная часть сложена анортозитами и троктолитами, а краевая зона — оливиновыми габбро и пироксеновыми троктолитами. Мангериты (диориты) и сиениты располагаются еще дальше по периферии крупных плутонов или формируют самостоятельные массивы. Здесь же широким распространением пользуются кислые породы — кварцевые монзониты, адамеллиты, сиениты, граниты.

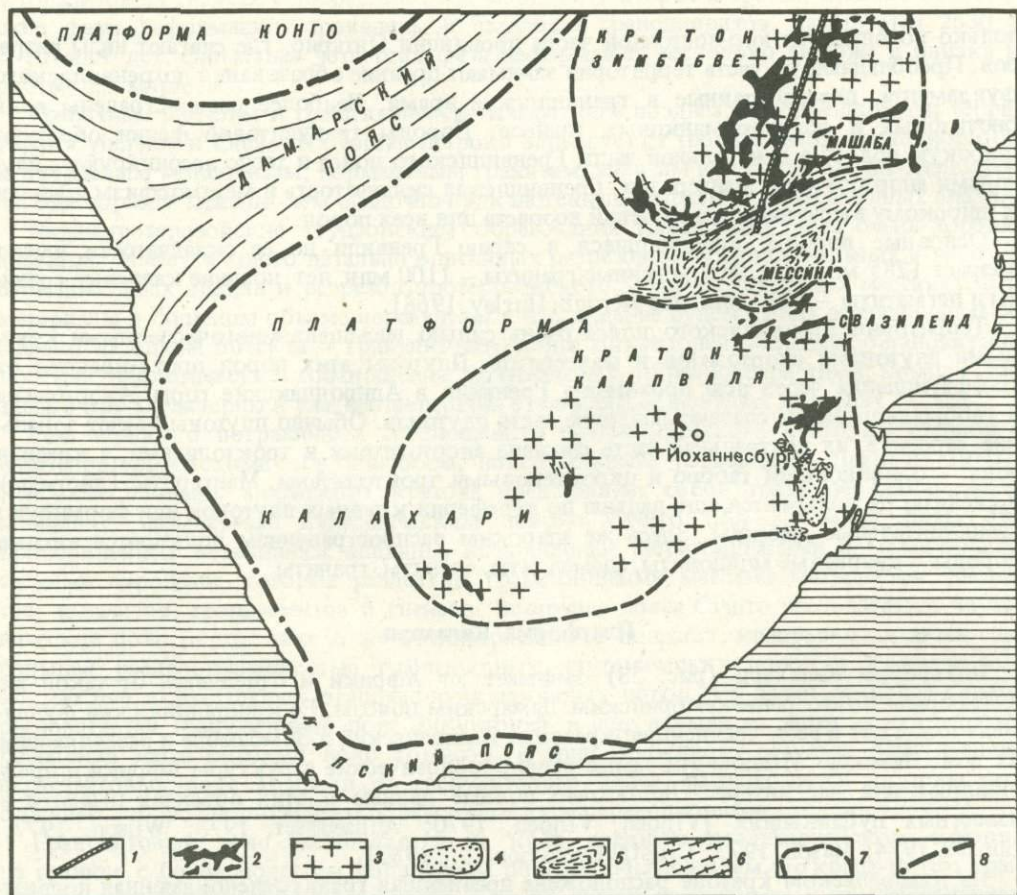
Платформа Калахари

Платформа Калахари (рис. 23) занимает юг Африки и отделяется от такой же платформы Конго раннекембрийским Дамарским поясом. Ее кристаллический фундамент включает в себя древнейшие кратоны: Каапвальский и Зимбабве и разделяющий их пояс Лимпопо. Именно эти самые ранние геологические структуры Африки и представляют для нас интерес. Достаточно полные данные о этих объектах имеются в известных публикациях [Viljoen, Viljoen, 1970; Anhaeusser, 1973; Wilson, 1977; Hunter, 1974; Mason, 1973; Crustal Evolution . . . , 1982].

На Каапвальском кратоне расположена древнейшая гранит-зеленокаменная подвижная область. Семь зеленокаменных полос, выполненных вулканитами и осадками, разделены гранитоидными поднятиями. Наиболее известен и хорошо изучен Свазилендский зеленокаменный пояс нагорья Барбертон. Его ультраосновные лавы из низов разреза (Онвервочь-группа) имеют возраст 3426 ± 200 млн. лет по Rb-Sr изохроне и 3540 ± 30 млн. лет по Sm-Nd изохроне; вулканиты средней части разреза (Мидл-маркер) — 3300 ± 40 млн. лет по Rb-Sr изохроне, а верхи разреза — 3289 ± 100 млн. лет по цирконометрии [Alsop et al., 1968, 1973; Hamilton et al., 1979; Jahn, Shih, 1974].

В целом осадочно-вулканогенный разрез Свазилендской впадины укладывается в возрастной цикл 3,5–3,3 млрд. лет. Свазилендский разрез очень мощный и подразделяется на группы, подгруппы и свиты (формации). Верхняя группа Модис имеет мощность 3500 м, средняя — Фиг-Три — 2000 м. Нижняя Онвервочь-группа подразделяется на подгруппу Гелук со свитами Сваркоп (920 м), Кромберг (1920 м), Хугген (4850 м) и подгруппу Тьякастад со свитами Комати (3500 м), Теспройт (1980 м) и Сандпройт (820 м).

Три нижние свиты группы Онвервочь содержат много ультраосновных пород, переслаивающихся с базальтами и сланцами, и в том числе почти не метаморфизованные ультраосновные лавы — коматииты с сохранившимися спинифекс-структурами. Средняя свита Теспройт содержит много прослоев кислых туфов и кремнистых пород. Свита Комати перекрывается маркирующим горизонтом непрерывного слоя кварцевых кератофинов, кремнистых и карбонатных пород. Этот горизонт иногда интерпретируется как выражение несогласия, связанного с внедрением тоналитов, интрузирующих нижнюю часть группы Онвервахт. Верхняя часть Онвервахт-группы сложена многочисленными пачками основных и кислых пород — толеитовых базальтов, андезитов и дацитов, переслаивающихся с кремнистыми и карбонатными породами. Ультраоснов-



Р и с. 23. Схема главных геолого-структурных элементов платформы Калахари в Южной Африке
 1 — Большая дайка Зимбабве; 2 — зеленокаменные пояса; 3 — граниты; 4 — осадочный чехол Понгола; 5 — пояс Лимпопо; 6 — гранулитовый пояс; 7 — границы кратонов; 8 — границы платформ

ные вулканиты здесь очень редки. Группа Онвервахт несогласно перекрывается группой Фиг-Три, сложенной граувакками, кристаллическими сланцами и джеспилитами, которая, в свою очередь, сменяется группой Мудис, сложенной алевролитами, кварцитами и конгломератами и редкими прослоями трахитов. Некоторые химические составы вулканических пород Свазиленда приведены в табл. 36.

Окружающие гранитоидные поля имеют сложное строение, среди них по химическим особенностям и возрасту выделяется ряд типов. Наиболее древние тоналитовые и трондземитовые гранитоиды имеют тот же возраст, что и вулканиты зеленокаменных поясов. Так, возраст древнейших бимодальных гнейсов оценивается в 3550 млн. лет. Гранодиоритовое (тоналитовое) тело в 40 км юго-восточнее Свазилендского синклинория имеет возраст 3440 млн. лет по Pb-Sr изохроне [Allsop et al., 1968]; близкий возраст (3340 млн. лет) имеет амфиболовый тоналитовый гранито-гнейс района Манкейна, южнее Свазилендского синклинория. Несколько меньшие значения получены U-Th-Pb методом для тоналитовых гранито-гнейсов Кап-Вела (3310 млн. лет), поздние калиевые граниты и мигматиты характеризуются возрастом 3170 ± 20 млн. лет [Oothuysen, 1964; Anhaeusser, 1973].

Р. и М. Вильены [Viljoen, Viljoen, 1969] выделяли здесь древние тоналитовые гнейсы, гомогенные граниты, гнейсы и мигматиты Нелспрейт и молодые плутоны.

Химический состав вулканических пород зеленокаменного пояса
Свазиленд Южной Африки [Hunter, 1982]

Компонент						Компонент					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
<i>n</i>	12	18	15	2	7	Na ₂ O	0,31	1,43	2,91	3,62	2,50
SiO ₂	46,97	52,28	51,85	53,37	67,23	K ₂ O	0,06	0,16	0,32	2,36	2,65
TiO ₂	0,41	0,57	0,99	1,48	1,05	P ₂ O ₅	0,02	0,05	0,06	1,10	0,15
Al ₂ O ₃	3,33	7,38	14,06	14,88	14,54	Rb	1,7	4,5	7	34	62
FeO	11,35	10,78	12,23	12,45	5,94	Sr	18	87	166	1018	374
MnO	0,20	0,32	0,21	0,19	0,08	Cr	2545	1063	243	25	—
MgO	31,69	15,88	6,84	4,21	2,71	Ni	1225	405	164	85	—
CaO	5,57	10,13	9,96	5,51	2,30	Co	93	50	50	35	—

Примечание. 1 — перидотитовый коматит; 2 — базальтовый коматит; 3 — метабазальт; 4 — базальтовый андезит; 5 — кислые вулканы.

Таблица 37

Химический состав бимодальной серии древнейших гнейсов
нагорья Барбертон Южной Африки [Hunter, 1982]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>n</i>	1	2	3	1	1	2	2	1	5	5
SiO ₂	48,05	50,35	52,20	52,04	57,31	76,98	76,11	76,81	71,57	66,48
TiO ₂	0,67	0,66	1,24	0,80	0,30	0,22	0,25	0,31	0,36	0,52
Al ₂ O ₃	5,99	15,16	12,58	15,37	17,84	11,11	11,76	10,97	14,68	15,24
Fe ₂ O ₃	5,69	1,80	5,30	0,78	0,89	1,86	0,88	0,61	0,69	1,01
FeO	6,87	8,00	9,76	9,26	4,65	2,21	2,22	2,44	2,01	3,24
MnO	0,21	0,18	0,18	0,16	0,13	0,04	0,04	0,04	0,04	0,08
MgO	17,23	7,66	5,05	9,07	4,21	0,39	0,73	0,69	0,87	2,34
CaO	10,79	11,25	8,86	7,88	8,47	2,23	1,44	1,00	3,20	4,29
Na ₂ O	1,34	2,83	1,95	1,94	4,11	3,66	4,11	2,57	4,71	4,18
K ₂ O	0,25	0,56	0,74	0,14	0,60	0,89	1,76	4,06	1,37	1,78
P ₂ O ₅	0,06	0,13	0,14	0,06	0,05	0,03	0,03	0,04	0,08	0,14
Rb	5	—	16	12	63	42	60	58	64	67
Sr	94	168	119	203	276	113	80	85	276	338
Ba	—	107	114	71	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — горнблендиты; 2—4 — амфиболиты; 5 — диориты; 6—8 — высококремнеземистые гнейсы; 6 — низкокальциевые, 7 — среднекальциевые, 8 — высококальциевые; 9 — нормальные гнейсы; 10 — тоналитовые гнейсы Тсавала.

Картина была усложнена Д. Хантером [1980], который обособил наидревнейший бимодальный гранито-гнейсовый комплекс с возрастом 3,5 млрд. лет и ряд гранитоидных комплексов, сформированных в основном после свазилендского осадочно-вулканического комплекса. Это гранодиоритовая свита (3,3 млрд. лет), лейконагалитовые и трондземитовые плутоны (3,3 и 3,1 млрд. лет), порфиридные граниты Нелспрейт (3,2 млрд. лет), кварцевые монзониты и высококальциевые граниты Лочил (3,1 млрд. лет).

Наибольший интерес представляет древнейшая бимодальная гранито-гнейсовая серия (табл. 37). Это сильно метаморфизованные гнейсы с содержанием кремнезема от 69 до 77%, в которых имеются прослой амфиболитов с кремнеземистостью 48—55%. Разности пород в интервале кремнеземистости 55—68% отсутствуют, поэтому вся серия называется бимодальной. Сами гнейсы неоднородны и Д. Хантер [Hunter, 1982] выделяет среди них по крайней мере четыре типа: I, II, III типы высококремнеземистые

Химический состав постсвазилендских гранитов нагорья Барбертон
Южной Африки [Hunter, 1982]

Компонент	1	2	3	4	5	6	Компонент	1	2	3	4	5	6
<i>n</i>	11	7	18	9	13	9	CaO	2,48	4,29	2,02	2,41	1,97	1,62
SiO ₂	71,05	64,72	69,72	67,70	70,78	70,94	Na ₂ O	5,83	4,88	4,31	4,22	4,55	4,10
TiO ₂	0,27	0,50	0,32	0,42	0,32	0,33	K ₂ O	1,73	1,51	3,65	3,18	3,60	4,43
Al ₂ O ₃	15,09	15,41	15,52	15,83	14,52	14,51	P ₂ O ₅	0,06	0,18	0,04	0,11	0,14	0,31
Fe ₂ O ₃	0,68	1,97	2,18	2,83	0,91	0,68	Rb	51	45	—	—	107	206
FeO	1,23	2,43	—	—	1,24	1,64	Sr	517	545	—	—	482	240
MnO	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,08	Ba	346	450	—	—	682	591
MgO	0,92	2,59	0,95	1,72	0,84	0,65							

Примечание. 1 — лейконалит-трондьемиты; 2 — каапвальские граниты; 3 — порфири-
товые граниты Нелспрейт; 4 — гранодиориты Хеброн; 5 — гранодиориты Дальмейн; 6 — граниты
Лочил.

(SiO₂ > 75%) с низким, средним и высоким содержанием калия и IV тип малокремне-
земистые (SiO₂ < 75%) со средним количеством калия. Более однородными пред-
ставляются тоналитовые гнейсы Тсавалья, которые обособлены в крупный участок
внутри бимодального гнейсового комплекса. Вариация их кремнеземистости — 62–68%
при умеренном содержании калия и повышенной известковистости. Тоналитовые гней-
сы Тсавалья имеют низкое отношение изотопов стронция и принадлежат к исходной
родоначальной магме.

Д. Хантер считает бимодальные гранито-гнейсы наидревнейшими; он полагает, что
на них закладывался зеленокаменный пояс Свазиленда. Однако их возраст 3,5 млрд. лет
такой же, как у свазилендских вулканических пород, т.е. данные возраста свидетель-
ствуют об одновременности формирования бимодального гранито-гнейсового комплек-
са и вулканического комплекса Свазиленда.

Данные по другим гранитоидным комплексам приводятся в табл. 38. Это гранодио-
риты, тоналитовые плутоны, прорывающие низы Свазиленда, поздние граниты Нелс-
спрейт и Лочил.

Таким образом, на Каапвальском кратоне мы видим древний гранит-зеленокаменный
пояс. Там формировались пространственные впадины, заполняющиеся вулканическим и
осадочным материалом на уровне 3,5–3,3 млрд. лет с образованием разрезов огромной
мощности. Параллельно развивается сложный плутонический гранитоидный комплекс
бимодальной тоналит-трондьемитовой серии и нормальных гранитов. Гранитоидный
магматизм продолжается очень долго и заканчивается плутонами нормальных калие-
вых гранитов и мигматитов 3,1 млрд. лет назад.

Древнейшие геологические образования Южной Африки относительно слабо мета-
морфизованы, поэтому африканский материал наиболее убедительно демонстрирует
очень важный мировой геотектонический цикл с заложением подвижного пояса на
уровне 3,5–3,3 млрд. лет и поздней орогенической фазой с калиевыми гранитами
на уровне 3,1 млрд. лет. Очень рано Каапвальский кратон был консолидирован. Уже
на уровне 3 млрд. лет на нем формируется древнейший в мире протоплатформенный
чехол серии Понгола, позже откладываются супергруппы Витватерсранд (2,6 млрд. лет)
и Трансвааль (2,2–2,3 млрд. лет) также платформенного типа. Новая магматическая
активность проявляется здесь только на уровне 2–1,9 млрд. лет в связи со становле-
нием Бушвелдского расслоенного плутона и бушвелдских гранитов.

На соседнем кратоне Зимбабве главная западная часть с зеленокаменными полоса-
ми сформировалась гораздо позже — 2,7–2,6 млрд. лет назад. Но в центральной и вос-
точной частях кратона выделяется более древний комплекс основания, который по
возрасту соответствует древним образованиям Каапвальского кратона. Древнейшие

Химический состав вулканических пород Булавайского зеленокаменного пояса Южной Африки [Condie, Harrison, 1976]

Компонент						Компонент					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO ₂	50,5	51,0	56,6	59,7	71,7	Cr	338	100	74	54	9,7
TiO ₂	0,65	0,64	0,58	0,69	0,19	Co	50	35	29	22	3,5
Al ₂ O ₃	14,0	15,0	51,1	51,8	16,4	Ni	122	75	50	35	7
Fe ₂ O ₃	11,5	10,1	7,81	5,76	1,60	Rb	1,5	2,4	24	48	28
MgO	7,34	8,57	6,15	3,42	0,50	Sr	82	202	241	291	100
CaO	11,6	8,97	6,96	3,61	1,74	Zr	100	80	75	65	30
Na ₂ O	2,05	3,29	2,86	5,46	5,00	Ba	110	79	123	310	330
K ₂ O	0,06	0,15	0,85	1,62	2,05						

Примечание. 1, 2 — базальты мафической и средней переходной свит; 3, 4 — андезиты средней и верхней фельзической свит; 5 — дациты.

гнейсы наблюдаются в виде останцов, избежавших полной ремобилизации. Эти гнейсы имеют состав тоналитов и диоритов, к таким типичным разностям относятся гнейсы Машабы, возраст которых 3,5 млрд. лет [Hickman, 1974].

Гнейсы Машабы включают в себя многочисленные реликты зеленокаменных поясов, которые относятся к группе Селукве. Такие ксенолиты супракрустальных образований из-за высокой степени метаморфизма определялись как досебаквийские. Но сейчас они объединяются со слабо метаморфизованными зеленокаменным комплексом Себакве в одну раннеархейскую группу. Р. и М. Вильены [Viljoen, Viljeon, 1969] сопоставляют группу Себакве с нижней частью группы Онвервахт. Расположенный здесь же тоналитовый плутон Родездейл имеет возраст 3,3 млрд. лет и подобен древним тоналитовым плутонам Барбертона. Таким образом, восточная часть кратона Зимбабве является аналогом Каапвальского кратона и представляет гранит-зеленокаменный пояс раннеархейского времени.

Однако главную западную часть зеленокаменных поясов кратона Зимбабве составляют супракрустальные зеленокаменные впадины Булавайской группы, возраст формирования которых укладывается в интервал 2,7–2,6 млрд. лет. Это типичные вулканогенно-осадочные разрезы зеленокаменных поясов, сложенных преимущественно базальтовыми лавами с потоками ультраосновных вулканитов, реже андезитовыми и риолитовыми лавами с прослоями осадочных граувакков, известняков, джеспилитов и аргиллитов. Rb-Sr изохронные определения 50 проб вулканитов булавайской серии показали возраст 2600–2700 млн. лет [Hawkesworth et al., 1975]; соседствующих тоналитов Сесомби — 2690 ± 70 млн. лет, а самых молодых гранитов 2630 ± 15 млн. лет [Hickman, 1978].

Геохимия вулканических пород Булавайской группы хорошо известна [Condie, Harrison, 1976]. Авторы выделяют нижнюю мафическую свиту, сложенную пиллоу-лавами низкокальциевых толеитов, среднюю промежуточную свиту и верхнюю фельзическую свиту, сложенную известково-щелочными базальтами, андезитами и дацитами с преобладанием андезитов (табл. 39).

В зеленокаменном поясе Белинга (возраст 2770 млн. лет) в основании толщи описаны экструзивные перидотиты и базальтовые комагититы со строматолитовыми известняками, лежащие непосредственно на древней гранито-гнейсовой коре [Bickle et al., 1975]. Вблизи, в 40 км, обнажаются гнейсы Машабы возраста 3,5 млрд. лет. Таким образом, отчетливо обособляются два разновозрастных геологических этажа: раннеархейское гранито-гнейсовое основание Машабы с реликтами зеленокаменных образований Селукве, возраст которых 3,5–3,3 млрд. лет и позднеархейский гранит-зеленокаменный пояс булавайской группы — 2,7–2,6 млрд. лет. Раннеархейские обра-

зования занимают восточную и частично центральную части кратона, а позднерхейские — западную.

Булавайские вулканогенно-осадочные разрезы наращиваются осадочными образованиями Шамвайской группы, которую уже можно рассматривать в качестве орогенной молассовой формации булавайско-шамвайского тектонического цикла. Этот цикл завершается складкообразованием, метаморфизмом и гранитизацией на уровне 2,6 млрд. лет. Ко времени внедрения Великой дайки, т.е. 2,5 млрд. лет назад, кратон оказывается уже консолидированным.

Пояс Лимпопо разделяет древние кратоны, его общая длина 690 км при ширине от 170 до 120 км. Его субширотное простирание в общем дискордантно по отношению к древним структурам, что свидетельствует о его более позднем развитии. Однако геологическая история этого пояса начинается очень рано и продолжается долго [Custal Evolution..., 1982].

В поясе Лимпопо обычно выделяются центральная зона и северная и южная краевые зоны. Центральная зона имеет два геологических этажа — переработанное гнейсовое основание и залегающий на нем осадочный комплекс Бейтбридж, который нередко рассматривается как осадочная покрывка.

Гнейсовый комплекс основания в центральной зоне пояса Лимпопо хорошо обнажается в бассейне р. Лимпопо и на востоке Ботсваны. На р. Санд Ривер, впадающей в Лимпопо, обнажаются древнейшие породы Южной Африки, известные как гнейсы Санд Ривер. Это неоднородные бимодальные гнейсы, сложенные почти гомогенными темно-серыми гнейсами диоритового состава и более лейкократовыми слабослоистыми серыми гнейсами гранодиоритового состава. Обе разновидности имеют одинаковый Rb-Sr изохронный возраст 3786 ± 67 млн. лет. Некоторые особенности изотопного состава говорят, что это их минимальный возраст и что они испытали несколько этапов деформации. Гнейсы основания рассечены дайками кварцевых толеитов, Rb-Sr возраст которых 3560 ± 100 млн. лет. Эти дайки не обнаруживаются в следующем покровном комплексе Бейтбридж, перекрывающем древнейшие гнейсы.

В покровном комплексе Бейтбридж различаются две свиты. Нижняя метаморфическая свита Шензи (или гнейсы Сингелеле) сложена лейкократовыми кварц-полевошпатовыми гнейсами с биотитом, гранатом или амфиболом, в которых в небольшом количестве присутствуют высокоглиноземистые, известково-силикатные породы с пироксен-гранатовыми гранулитами. В верхней свите Мессина преобладают метаосадочные породы: метакварциты, высокоглиноземистые гнейсы, известково-силикатные породы, амфиболиты и горнблендиты. Бейтбриджский покровный комплекс прорывается мессинской интрузивной фазой анортозитов, лейкогабброидов с подчиненными телами пироксенитов и дунитов, несущими хромитовую минерализацию с возрастом 3060 млн. лет [Barton et al., 1980]. Это несомненный аналог фискенесетских анортозитов Гренландии. Предварительно внедрялись еще дайки метагабброидов с возрастом 3150 ± 47 млн. лет.

Самый поздний гранитный комплекс Булей датируется Pb-Pb изохронной 2700 млн. лет. Дж. Бартон и Р. Кей [Barton, Key, 1981] полагают, что супракрустальные породы покровного комплекса сформировались в интервале между 3570 и 3270 млн. лет. Первая деформация супракрустальных пород произошла около 3150 млн. лет, вторая деформационная фаза была с ней очень сближена и происходила на уровне 3150 млн. лет. Булавайские плутоны внедрились 2700 млн. лет назад и к этому периоду относится третья деформационная фаза. Наконец, четвертая деформационная фаза произошла 2600 млн. лет назад. Широкий региональный метаморфизм, в том числе метаморфизм гранулитовой фации, на уровне 3000 млн. лет не имеет своей фазы проникающей деформации. Этот вывод перекликается с утверждением некоторых геологов, что метаморфизм погружения гранулитовой фации часто не имеет собственного деформационного этапа.

С севера и юга к центральной зоне пояса Лимпопо примыкают краевые зоны, в каждой из которых обособляется гранулитовая подзона и далее, в глубь кратонов, подзона

шликативных и дизъюнктивных нарушений. То, что субширотные деформации, свойственные поясу Лимпопо, далеко прослеживаются в тела обоих кратонов, хорошо описано в работе М.П. Коварда с соавторами [1980], в которой интенсивный сквозной тектонитовый узор прослежен от гнейсов Северной Ботсваны до Юго-Западного Зимбабве, причем дислоцированные комплексы вовлечены в крупномасштабный процесс надвиговой и покровной тектоники. Авторы пишут, что древний комплекс основания в центральной части кратона Зимбабве вместе с древнейшими зеленокаменными поясами представлял собой форланд для надвигов и покровов, двигавшихся сюда с юга от пояса Лимпопо. Образование этих шарьяжных структур предшествовало главной фазе регионального метаморфизма, мигматизации и гранитизации.

Краевые зоны пояса Лимпопо можно рассматривать как переработанные эквиваленты краевых частей древних кратонов, причем первичные гранит-зеленокаменные их ассоциации были сформированы в интервале 3500–3270 млн. лет. В это же время древнейшие гнейсы центральной части (3790 млн. лет) интродуцируются толеитовыми дайками на уровне 3570 млн. лет, т.е. во время заложения зеленокаменных поясов.

Время гранулитового метаморфизма площади Бангела оценивается М. Хикманом [Nickman, 1974] в 2870 ± 60 млн. лет. В другой работе [Nickman, 1978] он оценивает возраст гранулитов Лимпопо по Pb-Sr изохроне в 2930 ± 60 млн. лет. Имеется также значение 3020 млн. лет. Во всех перечисленных данных речь идет об одном гранулитовом метаморфизме, близком общемировому гранулитовому возрасту 2,9–3 млрд. лет.

Любопытно отметить, что гранулитовый метаморфизм проявился в северной и южной краевых зонах пояса Лимпопо второй раз на уровне 2580 млн. лет [Crustal Evolution..., 1982]. Именно такой возраст гранулитового метаморфизма имеет метаморфическая свита Банлиркоп. По-видимому, позднearerхейский геотектонический цикл (2,7–2,6 млрд. лет) завершился гранулитовым метаморфизмом в заключительную позднearerхейскую орогеническую фазу.

Гранулитовому метаморфизму подвергаются главным образом форландовые края ранее консолидированных кратонов Каапваля и Зимбабве. Края кратонов испытывают глубокое погружение под грузом шарьяжных и покровных платин, надвинутых на кратоны со стороны пояса Лимпопо в связи с его сильным сжатием. Обратный подъем нагруженных блоков и их совмещение на одном уровне со слабо метаморфизованными комплексами произошло в нижнем протерозое (2 млрд. лет назад). Так оценивается возраст дизъюнктивных нарушений, отделяющих гранулитовые блоки от остального тела кратона.

Мы уже неоднократно отмечали сходство пояса Лимпопо с Олекмо-Становым и частично Беломорским поясами. Геологические параллели между ними несомненно намечаются. Для Олекмо-Станового пояса на Витимо-Алданском щите также приходится говорить о достаточно раннем его формировании (3350–3150 млн. лет [Неймарк и др., 1981]). Крупные деформационные события происходили там на уровне 3,1 млрд. лет, гранулитовый метаморфизм и внедрение плутонов анортозитов датируются 2,9–2,8 млрд. лет, а поздние этапы преобразования 2,6 млрд. лет.

Соотношения пояса Лимпопо с кратоном Зимбабве, Олекмо-Станового пояса с Алданским кратоном и Беломорского пояса с Норвежско-Кольским кратоном весьма похожи. Главные деформационные события во всех перечисленных поясах происходят на уровне 3,1 млрд. лет. Они связаны со сжатием подвижного пояса, причем дислоцированные комплексы вовлекаются в крупномасштабный процесс надвиговой и покровной тектоники. Большие и многочисленные чешуи и тектонические покровы накатываются на форланд соседнего кратона и вызывают глубокое погружение его краев и гранулитовый метаморфизм погруженных глыб основания на уровне 2,9 млрд. лет. Внутри подвижного пояса отдельные глыбы основания также испытывают процесс глубокого погружения и метаморфизм гранулитовой фации. В это же время в зоны погранично-кратонных глубинных разломов внедряются батолиты анортозитов. Несколькими позже и, как правило, в тылу подвижного пояса, на удалении от орогенного фронта начинает формироваться геосинклиальный гранит-зеленокаменный пояс с

возрастом 2,8–2,7 млрд. лет. Для Олекмо-Станового пояса это зеленокаменные комплексы Олонгдинской, Тунгурчинской и Тукурингрской впадин, для Беломорского пояса — Лопийские впадины, для пояса Лимпопо — Булавайско-Шамвайские зеленокаменные впадины. Развитие этих структур заканчивается геосинклинальной складчатостью, эпигеосинклинальным орогенезом и внедрением гранитов 2,6 млрд. лет назад. Последний орогенный этап также сопровождается локальным гранулитовым метаморфизмом.

Таким образом, в глубоком докембрии Южной Африки мы видим развитие разновозрастных подвижных поясов или областей. На Каапвальском кратоне активные события с формированием супракрустально-плутонических или гранит-зеленокаменных ассоциаций происходило 3,5–3,3 млрд. лет назад. Уже к уровню 3 млрд. лет эта область была превращена в стабильный кратон, который перекрывался древнейшим платформенным чехлом Понгола. В орогенном поясе Лимпопо пик эндогенной активности и главные деформационные события относятся к этапу 3,1 млрд. лет. К этому орогенному этапу примыкает и время гранулитового метаморфизма — 3–2,9 млрд. лет. Несколько позже — 2,7–2,6 млрд. лет назад происходит формирование позднеархейского гранит-зеленокаменного пояса Булавайско-Шамвайской группы и новые деформации в поясе Лимпопо. К моменту внедрения Великой дайки — 2,5 млрд. лет — происходит консолидация и кратонизация всей позднеархейской подвижности области.

Южная Африка замечательна тем, что здесь наиболее полно и отчетливо проявился раннеархейский геосинклинальный цикл с возрастом 3,5–3,3 млрд. лет и самостоятельный орогенический цикл на уровне 3,1 млрд. лет. Конечно, такие циклы имеются и на Адданском и Норвежско-Кольском кратонах, но эти раннеархейские объекты в чрезвычайной степени метаморфизованы и их возраст мало обоснован. На африканских же кратонах геологические образования раннеархейских подвижных поясов метаморфизованы слабо и их возраст очень детально обоснован изотопной геохронологией.

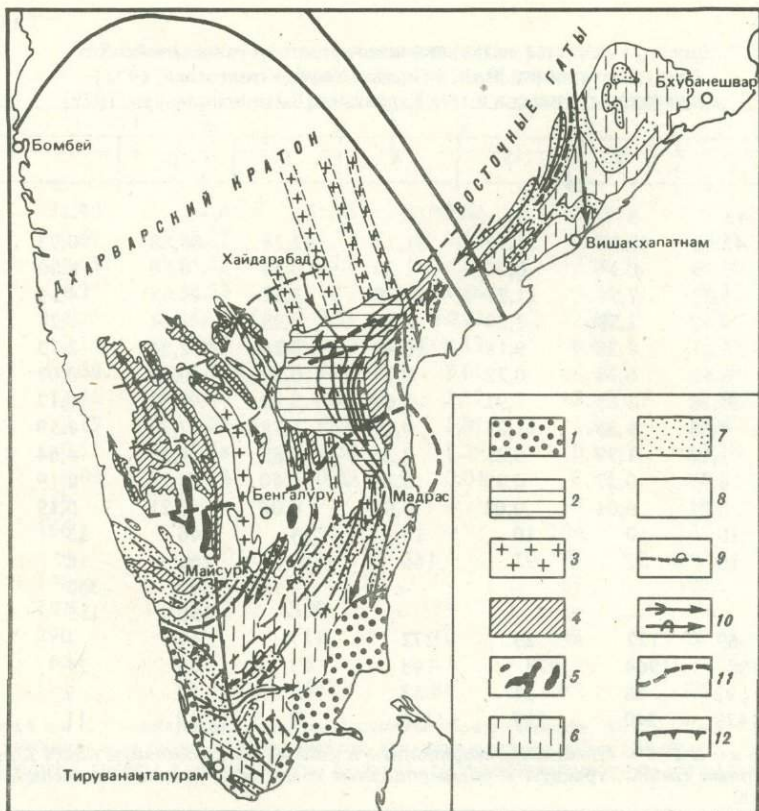
Индостанская платформа

Кристаллический фундамент Индостанской платформы включает в себя целый ряд разновозрастных докембрийских поясов. Это Аравалийская и Делийская системы на севере, Сатпурская на востоке, Восточно-Гатская на востоке, Архейский протоконтинент Дхарвар на юге и Архейский кратон Сингбхум севернее Восточных Гат.

Дхарварский кратон (иногда его называют кратон Карнатака) включает в себя древнейшие подвижные пояса. Это Саргурский гранит-зеленокаменный пояс с возрастом 3,5–3,3 млрд. лет, Дхарварская гранит-зеленокаменная область 2,8–2,6 млрд. лет и гранулитовый пояс Южной Индии с возрастом гранулитового метаморфизма 2,6 млрд. лет. Все эти пояса были вполне консолидированы к концу архея и 2,5 млрд. лет назад весь кратон выступал как устойчивый Дхарварский протоконтинент (рис. 24).

Древнейшая Саргурская система гранит-зеленокаменных поясов включает в себя зеленокаменные пояса Саргур с возрастом 3,5–3,2 млрд. лет, зеленокаменный пояс Холенарсипур (3,5 млрд. лет) и параллельные плутоны тоналитов и гранодиоритов того же возраста — 3,5 млрд. лет [Naqvi, Viswanathan, 1978]. Саргурская система была выделена совсем недавно и не имеет четко очерченных границ. Локализуется она примерно в центре Дхарварского кратона. Здесь внутри огромных масс гранито-гнейсов Пенинсьюла обособляются фрагменты наидревнейших зеленокаменных впадин Саргурской системы.

Осадочно-вулканогенные разрезы Саргура и Холенарсипура начинаются с основных и ультраосновных пород. Последние описываются сейчас как ультраосновные коматитовые лавы перидотитового, пироксенитового и базальтового состава. Вверх по разрезу увеличивается количество средних и кислых вулканических пород (табл. 40), появляются глиноземистые осадочные, кварцитовые и железистые породы. Большинство пород сильно метаморфизовано, встречаются гранат-кордиеритовые и кианит-гранат-ставролитовые парагенезисы.



Р и с. 24. Схема геологического строения Дхарварского кратона Южной Индии

1 — фанерозойские образования; 2 — система Куддапах-Курнол; 3 — граниты Клоспет; 4, 5 — зеленокаменные пояса: 4 — Дхарварские, 5 — Саргурские; 6, 7 — серии: 6 — хондалитовая, 7 — чарнокитовая; 8 — гнейсы и граниты Пенинсьюла; 9, 10 — направления: 9 — структурных форм, 10 — осей складок; 11 — разломы; 12 — крупные надвижки

Полуостровные гнейсы (Пенинсьюла) моложе саргурских зеленокаменных комплексов, их Rb-Sr изохронный возраст характеризуется 2,9–3 млрд. лет. Возможно, что это несколько омоложенные значения и более вероятен возраст 3160 млн. лет. Именно такое значение получено для трондземитовых галек из основания бабабуданской зеленокаменной толщи. Полуостровные гнейсы местами испытали метаморфизм гранулитовой фации, и на основании Rb-Sr определений [Ramienger et al., 1978] возраст самого раннего гранулитового метаморфизма оценивается в $2,95 \pm 0,08$ млрд. лет.

Поддавливающую площадь Дхарварского кратона занимают зеленокаменные пояса и гранитоиды Дхарварской системы позднеархейского возраста (2,8–2,6 млрд. лет). Более молодая система Дхарварских зеленокаменных поясов имеет двучленное строение — нижняя серия Бабабудан мощностью около 1200 м и верхняя Читалдрук мощностью 7000 м. К этой же группе относятся зеленокаменные пояса Колара. Изотопная геохронология, в том числе Rb-Sr и Sm-Nd изохронные методы, свидетельствуют о возрасте становления Дхарварских зеленокаменных поясов — 2,8–2,6 млрд. лет. Параллельно формирующийся гранито-гнейсовый комплекс имеет примерно такой же возраст, так гнейсы Чемпион вокруг зеленокаменных поясов Колара имеют возраст 2860 ± 96 млн. лет, а плутоны тоналитов и гранодиоритов около пояса Читалдрук — 2700 млн. лет. Известные клопетские граниты представляют заключительную послескладчатую гранитную фазу, их возраст по данным Rb-Sr изохронного метода 2485 ± 50 млн. лет [Crawford, 1969].

Химический состав метавулканических пород раннеархейского
Саргурского пояса Южной Индии [Naqvi, Viswanathan, 1978]
и тоналитовых гнейсов штата Карнатака [Balambrahmanyam, 1978]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
n	15	9	2	10	12	—	—	—
SiO ₂	42,85	49,58	51,17	51,17	62,28	68,88	70,93	73,30
TiO ₂	0,15	0,14	0,76	1,30	0,34	0,80	0,80	0,50
Al ₂ O ₃	3,22	7,54	11,87	14,70	12,52	14,65	14,13	13,38
Fe ₂ O ₃	4,43	2,58	2,38	2,26	0,98	1,64	1,28	1,22
FeO	5,61	7,32	9,18	10,47	3,26	2,34	1,73	1,62
MnO	0,13	0,20	0,22	0,29	0,16	0,09	0,09	0,06
MgO	30,18	15,83	7,91	5,64	3,10	1,32	0,77	0,52
CaO	7,38	9,35	11,25	9,79	5,18	2,79	2,59	1,90
Na ₂ O	1,17	1,79	3,35	2,36	4,85	4,39	4,64	4,05
K ₂ O	0,07	0,27	0,29	0,18	1,40	2,24	2,19	3,12
P ₂ O ₅	0,09	0,04	0,02	0,07	0,04	0,21	0,19	0,14
Rb	10	10	10	10	54	46	53	60
Sr	10	52	95	166	588	266	187	183
Ba	—	—	—	—	—	290	360	316
Zr	—	—	—	—	—	150	155	210
V	69	122	25	272	117	—	—	—
Cr	4788	1964	273	148	53	75	24	18
Co	93	68	31	53	25	13	9	10
Ni	429	249	227	118	29	18	11	12

Примечание. 1–5 — коматиты, амфиболиты и кислые метавулканиды пояса Холенарсипур; 6–8 — тоналитовые гнейсы, граниты и порфириодитные граниты из тоналито-гнейсового основания штата Карнатака.

Разрезы группы Бабабудан содержат основные вулканиды, метапироксениты, метагаббро, базальные полимиктовые конгломераты, кварциты и сланцы, вверху основные вулканиды перемежаются с кислыми вулканидами. В разрезах группы Читалдруд преобладают осадочные породы: конгломераты, филлиты, пелиты, кварциты, карбонатные и железистые породы. Большинство зеленокаменных толщ характеризуется большим количеством вулканических пород (табл. 41), которые чаще всего слабо метаморфизованы. Они неоднократно деформированы и прорваны гранитами.

Гранулитовые пояса Южной Индии занимают самую южную и юго-восточную части кратона. Простираение этого гранулитового пояса северо-восточное в целом резко дискордантное к субмеридиональным и северо-западным простираениям древних зеленокаменных поясов. Возраст гранулитового метаморфизма оказывается относительно молодым. Так, для гранулитов северного Аркота в Тамилнаду возраст 2600 млн. лет [Apantha, Narayanan, 1978], для чарнокитов Нилгири — 2615,8 млн. лет, для чарнокитов Мадраса — 2570,95 млн. лет [Crawford, 1969], т.е. это возраст самых конечных этапов позднеархейских событий на Индостанском кратоне.

Гранулитовый пояс Южной Индии отделен от центральной части Дхарварского кратона широкой полосой динамически переработанных пород (shear zone). Можно полагать, что весь гранулитовый блок был когда-то опущен на глубину около 30 км, так как термодинамические параметры гранулитового метаморфизма оцениваются в 720–840°С и 9–10 кбар [Weaver et al., 1978]. Потом этот гранулитовый блок поднялся, всплыл и сейчас совмещен на одном уровне со слабо метаморфизованными частями Дхарварского кратона. Химический состав южноиндийских гранулитов приведен в табл. 42.

Таким образом, на Индостанском кратоне имеются две разновозрастные гранит-

Химический состав метавулканических пород Дхарварских
зеленокаменных поясов Южной Индии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
<i>n</i>	45	—	—	—	6	3	7
SiO ₂	51,40	51,42	55,61	59,63	50,83	65,50	64,96
TiO ₂	0,69	1,37	1,72	1,14	0,81	0,31	0,38
Al ₂ O ₃	14,85	14,52	13,08	14,57	13,24	18,26	16,30
Fe ₂ O ₃	1,26	1,93	1,27	1,86	0,33	0,31	0,80
FeO	8,55	8,77	9,56	10,21	11,19	3,82	4,57
MnO	0,14	0,33	0,25	0,12	0,17	0,02	0,09
MgO	6,36	5,42	4,45	3,01	8,02	1,40	2,78
CaO	12,16	6,00	4,20	2,52	13,00	2,85	5,32
Na ₂ O	2,19	6,03	6,26	1,81	1,59	4,07	2,75
K ₂ O	0,51	0,68	1,20	1,29	0,19	3,36	1,89
P ₂ O ₅	0,03	0,14	0,03	0,04	0,13	0,12	0,08
Rb	18	—	—	—	8	119	132
Sr	166	—	—	—	104	285	297
Ba	—	—	—	—	49	307	324
Zr	130	—	—	—	65	102	98
V	187	253	100	175	—	—	—
Cr	290	48	16	10	349	37	58
Co	66	27	21	12	—	—	—
Ni	124	56	50	61	197	16	42

Примечание. 1 — дхарварские метавулканиты [Naqvi, Hussain, 1973]; 2—4 — базальт-андезит-дацитовая вулканическая серия Бабабуданского зеленокаменного пояса [Bhasker, Naqvi, 1978]; 5—7 — амфиболиты, гнейсы и гранодиориты Коларского зеленокаменного пояса [Apantha, Narayanan, 1978].

Таблица 42

Химический состав гранулитов Южной Индии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>n</i>	10	7	4	28	3	4	4	6	6
SiO ₂	49,43	50,14	58,98	72,60	47,18	56,50	61,49	76,18	71,82
TiO ₂	0,93	1,80	1,59	0,37	1,64	0,78	0,32	0,23	0,26
Al ₂ O ₃	13,11	13,24	13,65	13,52	15,47	13,84	14,30	13,40	14,42
Fe ₂ O ₃	12,68	18,52	12,64	3,62	1,21	1,93	1,24	0,39	0,59
FeO	—	—	—	—	11,98	10,40	6,08	1,61	3,04
MnO	0,18	0,22	0,20	0,05	0,06	0,03	0,04	0,04	0,07
MgO	8,36	5,13	2,62	1,16	6,28	5,55	3,21	1,02	1,43
CaO	1,82	7,36	5,96	1,67	12,25	5,88	6,09	2,82	2,43
Na ₂ O	2,00	2,85	3,20	2,88	1,52	3,83	5,82	3,52	3,09
K ₂ O	0,41	0,87	0,75	4,08	0,32	0,77	1,27	0,93	2,50
P ₂ O ₅	0,09	0,28	0,40	0,07	0,09	0,12	0,16	0,09	0,07
Rb	4	17	5	100	9	13	19	45	45
Sr	113	150	180	166	187	579	475	380	440
Ba	67	319	308	879	740	830	524	463	380
Zr	56	112	158	277	181	245	193	154	270
Cr	351	38	20	16	499	123	142	75	94
Ni	152	33	4	3	368	116	125	68	78

Примечание. 1,2 — основные гранулиты; 3 — средние гранулиты; 4 — чарнокиты [Weaver et al., 1978]; 5—9 — основные, средние, кислые чарнокиты и мигматизированный чарнокит [Apantha, Narayanan, 1978].

зеленокаменные подвижные системы с возрастом 3,5–3,3 и 2,8–2,6 млрд. лет. Имеются данные о промежуточном этапе орогенной активности 3,1 млрд. лет назад и о гранулитовом метаморфизме с возрастом 2,95 млрд. лет. Главный южноиндийский гранулитовый пояс сформировался поздно — 2,6 млрд. лет назад. Общая консолидация Дхарварского кратона закончилась в позднем архее. Дальнейшие геотектонические циклы проявились за пределами Дхарварского кратона.

Западно-Австралийская платформа

На западе Австралийского континента платформенный режим установился уже к нижнему протерозою, когда всю юго-западную часть занимала обширная платформа в составе кристаллических блоков или кратонов Пилбара и Илгарн с разделяющим их внутриплатформенным прогибом Наллагайн, а на севере формировался нижнепротерозойский подвижный пояс бассейна Кимберли. Территорию кратона Пилбара занимает раннеархейская (3,5–3,3 млрд. лет) гранит-зеленокаменная подвижная область, а кратона Илгарн — позднеархейская (2,7–2,6 млрд. лет) гранит-зеленокаменная подвижная область (рис. 25).

Кратон Пилбара на крайнем северо-западе Австралии имеет небольшие размеры, примерно 350×200 км. Это типичная гранит-зеленокаменная область, где сложно ветвящиеся впадины, заполненные осадочно-вулканогенными образованиями, окружают овалы гранитные батолиты. Разрезы зеленокаменных впадин делятся на две группы: Варравуна, сложенная главным образом вулканическими породами, и Джордж Крик, в которой преобладают осадочные породы.

В свою очередь, группа Варравуна подразделяется на нижнюю серию Талга-Талга (4100 м) и верхнюю — Селгани (5500 м). Слагают эти серии вулканические породы: толеитовые базальты, высокомагнезиальные коматиитовые базальты, перидотиты, пироксениты и кислые вулканические породы андезитового и дацитового состава, которые переслаиваются со сланцами, песчаниками и другими осадочными породами.

Имеются следующие возрастные данные. Из дацитов получена U-Pb изохрона по цирконам 3450 ± 16 млн. лет [Pidgeon, 1978] и Sm-Nd изохрона 3560 ± 30 млн. лет [Hamilton, 1980]. Из базальтов в основании разреза Rb-Sr и Sm-Nd изохронным методом получены возрасты 3560 и 3570 млн. лет, а из лав средней части разреза — Sm-Nd методом 3450 млн. лет и Rb-Sr методом 3230 ± 270 млн. лет.

Плутонические породы, окружающие зеленокаменные впадины, имеют тоналит-трондьемит-гранодиоритовый состав. Для батолита Шоу U-Pb методом по цирконам [Pidgeon, 1978] получен возраст 3417 ± 40 млн. лет, для батолита Маунт Эдгар по цирконам 3280 ± 20 и по Rb-Sr изохроне — 3125 ± 366 млн. лет. Наконец, граниты, прорывающие зеленокаменную толщу, имеют возраст 3050 ± 180 млн. лет.

Таким образом, на территории кратона Пилбара на уровне 3,5–3,3 млрд. лет формируются зеленокаменные осадочно-вулканогенные впадины эвгеосинклинального типа и параллельно с ними формируются тоналит-трондьемитовые плутоны. Гранитный магматизм оказывается длительным и продолжается до уровня 3 млрд. лет. Зеленокаменные пояса блока Пилбара синхронны с такими же раннеархейскими зеленокаменными поясами Южной Африки и Южной Индии. К позднему архею блок Пилбара, по-видимому, был консолидирован, здесь нет позднеархейских возрастных датировок, которые абсолютно преобладают на другом кратоне Илгарн.

Кратон Илгарн занимает юго-западную часть Австралии. Его огромное пространство (600×1000 км) представляет собой типичную гранит-зеленокаменную подвижную область, но другого — позднеархейского (2,7–2,6 млрд. лет) возраста. Подавляющую часть площади занимают гнейсо-гранитные поля и купола, между которыми располагаются полосы зеленокаменных осадочно-вулканогенных образований.

Более всего изучен золотоносный район Калгурли-Норсеман. В хорошо изученной синклинали Курраван [Glikson, 1970] различаются три толщи: нижняя состоит из metabазальтов, серпентинитов, метаперидотитов, переслаивающихся с кремнистыми аргил-

Р и с. 25. Схема главных геологических элементов Западно-Австралийской платформы

1 — архейский гранулитовый комплекс Уит; 2 — протерозойские гранулитовые пояса

литами; средняя толща — из пелитов и граувакков с кислыми вулканическими породами; третья считается молассовой и сложена конгломератами, метаграувакками и грубозернистыми осадками.

Интересные геологические соотношения описаны в районе Джонс-Крик к северу от Калгурли [Dunne, 1972]. Зеленокаменная толща базальтов и габброидов формируется параллельно с массивом гранодиоритов Маунт-Кей. Вышезалегающая метасадочная часть разреза с конгломератами несогласно лежит на гранодиоритах. Pb-Sr изохронный возраст гранодиоритов Маунт-Кей 2689 ± 17 млн. лет [Rod-dick et al., 1976]. Самые поздние послескладчатые пегматиты имеют возраст 2532 млн. лет.

Непрерывная вулканическая серия от базальтов к андезитам и дацитам описана в центральной части золотоносной провинции Илгарн [Giles, Hallberg, 1982]. Достаточно типичная также вулканическая серия Мадра-Комплекса, где андезит-дацит-риолитовые породы заполняют синформную структуру; Rb-Sr определения дают возраст 2635 ± 80 млн. лет [Hallberg et al., 1976].

Для большинства зеленокаменных впадин кратона Илгарн формирование вулканических комплексов началось с ультраосновных (коматитовых) и основных пород. Базальтовые толщи имеют огромную мощность и химически очень однородны. Количество метаандезитов и дацитов относительно невелико, и они приурочены к верхам разрезов. Химический состав вулканитов приведен в табл. 43.

Геохронологические данные по гранитоидным породам [Arriens, 1971] выделяют группу относительно древних гранито-гнейсов, Pb-Sr возраст которых варьирует от



Таблица 43

Средний химический состав вулканических пород из зеленокаменных поясов Илгарнского кратона Западной Австралии

Компонент	1	2	3	4	5	Компонент	1	2	3	4	5
n	13	83	337	8	15	K ₂ O	0,14	0,20	0,18	0,10	1,7
SiO ₂	51,9	51,2	51,3	52,2	60,8	P ₂ O ₅	0,13	0,14	0,12	0,08	0,23
TiO ₂	1,01	0,96	0,96	0,65	0,77	Rb	3	10	9	3	48
Al ₂ O ₃	14,1	15,2	14,8	14,1	14,7	Sr	97	102	105	79	319
Fe ₂ O ₃	2,3	1,4	—	2,4	1,7	Ba	—	—	—	30	740
FeO	8,9	9,4	10,5	7,9	5,3	Zr	53	57	61	40	200
MnO	0,18	0,22	—	0,17	0,11	V	309	323	320	269	117
MgO	7,1	6,4	6,7	7,3	3,5	Cr	407	400	367	181	91
CaO	10,3	10,7	10,8	10,1	5,5	Co	54	60	—	—	—
Na ₂ O	2,3	2,8	2,7	2,1	3,6	Ni	150	116	170	102	67

Примечание. 1-3 — метабазальты толеитовой серии зеленокаменных поясов провинций Калгурли, Норсеман, Голдфилд; 4, 5 — толеиты и андезиты Мадра-Комплекса.

3,1 до 2,8 млрд. лет. Возможно, что какая-то часть гранито-гнейсов относится к комплексу основания, на котором закладывалась позднеархейская гранит-зеленокаменная подвижная область. Другая группа пород с возрастом 2,7–2,6 млрд. лет охватывает гранитоиды, в основном рвушие гнейсы и осадочно-вулканогенные толщи.

Таким образом, формирование зеленокаменных геосинклиналей подвижной области Илгарнского кратона произошло 2,7 млрд. лет назад. Главная фаза деформаций, регионального метаморфизма и гранитизации отвечает возрасту 2,6 млрд. лет. Это значение синхронно ребольскому орогенезу на Балтийском щите, или кеноранскому орогенезу на Канадском щите. Позже произошла кратонизация всей территории Илгарнского блока. Рои секущих основных даек имеют возраст 2400 ± 40 млн. лет.

В юго-западной части кратона Илгарн обнажается большая гнейсовая площадь Уит с реликтовыми фрагментами комплексов пород гранулитовой фации [Wilson, 1978]. Здесь развиты амфибол-двутироксеновые основные кристаллические сланцы, гранулиты, высокоглиноземистые породы с кордиеритом и сапфирином. Возможно, что это древние образования из комплекса основания 'позднеархейского подвижного пояса, которые претерпели гранулитовый метаморфизм во время активных событий этого пояса. Их возраст оценивается в 3,1–2,8 млрд. лет [Glikson, Lambert, 1976].

Кроме того, по самому южному краю Илгарнского кратона проходит протерозойский гранулитовый пояс Албани и продолжающий его пояс Фрезер. Их возраст оценивается в 1338 млн. лет по Rb-Sr изохроне [Wilson, 1978]. Такой же возраст (1380 млн. лет) имеют гранулиты блока Мустрейв в центре Австралийского материка, которые прорываются интрузиями магматических чарнокитов с возрастом 1130 млн. лет. Севернее в блоке Арунта имеются гранулитовые комплексы с возрастом 1860 млн. лет. Гранулитовый метаморфизм на Австралийском континенте оказывается достаточно поздним и близким к общемировым этапам: позднеархейскому, нижнепротерозойскому и верхнепротерозойскому.

Таким образом, на Австралийском континенте обнаруживаются раннеархейская (3,5–3,3 млрд. лет) гранит-зеленокаменная подвижная область, которая к рубежу раннего и позднего архея была консолидирована и превращена в кратон Пилбара, и позднеархейская (2,7–2,6 млрд. лет) гранит-зеленокаменная подвижная область, которая к нижнему протерозою претерпела консолидацию с формированием кратона Илгарн. Протерозойские подвижные пояса Австралии мы не рассматриваем, но заметим, что в протерозойское время южный край Илгарнского кратона испытывает глубокое погружение и метаморфизм гранулитовой фации.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ПЕРИОДИЗАЦИЯ ДОКЕМБРИЯ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Рассмотрев геологическую историю докембрийских образований на разных континентах, можно заметить, что активные геологические процессы на отдельных материках возникают периодически и локализуются в системах разновозрастных подвижных поясов. Подвижные пояса проходят этапы своего геосинклинального и орогенного развития и превращаются в кратоны. Как и в фанерозое, основными геотектоническими подразделениями докембрия являются подвижные пояса и кратоны. Для всех подвижных поясов свойствен устойчивый набор магматических (вулканических и плутонических) и осадочных формаций, настолько стандартный и типичный, что он не зависит ни от геологического возраста, ни от места на земном шаре, а определяется только геотектоническим режимом развития подвижного пояса. Можно определенно говорить, что заложение и развитие подвижных поясов в докембрии укладываются в крупные геотектонические циклы. В выявлении таких циклов и в историческом исследовании докембрийской геологии мы опираемся на данные изотопной геохронологии.

Бесспорно, изотопная геохронология имеет свои трудности, ошибки и противоречивые заключения, но тем не менее сейчас не существует другого способа оценивать время докембрийских событий и так или иначе в своих построениях мы должны опираться на изотопное хронометрирование.

Геохронометрические рубежи — это этапы активизации геохимических систем, связанных с переходом системы радиоактивный элемент — продукты распада из закрытого состояния в открытое в связи с магматической или метаморфической активностью. Сама ошибка изотопного измерения докембрийского возраста (± 100 млн. лет), по-видимому, соизмерима с длительностью становления отдельно взятого подвижного пояса, поэтому мы должны отдавать себе отчет в том, что на основе значений абсолютного возраста можно привязать то или иное событие к определенной эпохе тектоно-магматической активности, но, как правило, нельзя наметить геохронологические рубежи внутри эпохи, т.е. внутренняя геохронология отдельно взятого подвижного пояса, по-видимому, проблематична и внутренняя периодизация цикла может опираться главным образом на геологические соотношения. Следует также иметь в виду, что невозможно точно совместить шкалу абсолютного возраста и геологическую шкалу региональных стратиграфических несогласий.

Обычно цикл тектонической и магматической активности, связанный с формированием подвижного пояса, начинается после периода длительного покоя и длительного пенеппена большой территории, поэтому крупные региональные стратиграфические несогласия в геологических разрезах являются главнейшими стратиграфическими границами крупных отделов и историческими границами конца одного цикла и начала другого. Такие же или меньшие эпохи покоя и пенеппена могут быть и внутренними событиями подвижного пояса, например, перед орогенической фазой. Естественно, что эпоха пенеппена может быть, с одной стороны, длительной, а с другой — она никак не может быть зафиксирована изотопной геохронологией, так как в это время нет никаких активных процессов, которые бы закрывали одну изотопную систему отсчета времени и открывали другую.

Очень часто значения абсолютного возраста — это время отдельных фаз гранитного магматизма или регионального метаморфизма. Абсолютная геохронология дает нам

возрастные реперы, связанные с магматической или метаморфической активностью в апогее развития подвижного пояса, т.е. ближе к середине цикла, но никак не в самом его начале и конце и никак не может давать значений региональных стратиграфических несогласий, начинающихся в периоды покоя. Поэтому совмещение шкал стратиграфических региональных несогласий и абсолютной геохронологической шкалы активных этапов всегда приблизительно.

Иногда возрасты крупных магматических событий принимают за граничные на стратиграфических шкалах. Так, Л.И. Салоп [1977] пишет, что границами групп стратиграфической шкалы служат глобальные диастрофические (плутонические) циклы первого порядка. Как указывает Г. Рид [1981], в Геологической службе Канады границы тектонических циклов устанавливаются по пикам плутонической активности в подвижных поясах, которые сравнительно легко определяются изотопным датированием. Следует иметь в виду, что такие возрасты плутонических событий не являются границами геологических отделов и стратиграфических границ.

В данной работе мы принимаем за главную единицу пространства подвижный пояс, а за главную единицу времени — геотектонический цикл. Абсолютные значения, которые приводятся для каждого геотектонического цикла или для подвижного пояса (3,5—3,3; 2,8—2,6; 2—1,8; 1,2—0,9 млрд. лет), это время наиболее активных магматических и метаморфических процессов, т.е. момент апогея в развитии подвижного пояса (примерно его середина), но не дата заложения пояса и его конца — замыкания и консолидации.

При периодизации геологических событий в докембрии очень часто, особенно в нашей стране, используются категории времени, которые называют археем и протерозоем, однако смысл этих терминов надо уточнить.

Приоритет в использовании названий архей и протерозой, бесспорно, принадлежит канадским геологам, которые под археем понимали кеноранские образования серий Киватин и Тимискаминг, известные сейчас как классические зеленокаменные пояса районов Супериор и Слейв Канадского щита. Под протерозоем понимались более молодые протоплатформенные гудзонские образования района Черчилл. Учитывая, что последняя кеноранская орогенция закончилась на уровне 2390 млн. лет, надо полагать, что граница архея и протерозоя должна быть моложе 2,4, но древнее 2 млрд. лет.

Сходные рубежи принимались когда-то и для Балтийского щита, однако позже получило распространение мнение, что под археем и протерозоем должны подразумеваться естественные крупные геологические подразделения докембрия, которые могут быть противопоставлены друг другу как сформированные в резко различных физических и химических условиях, свойственных, с одной стороны, ранней архейской Земле, а с другой — почти нормальным, близким к современным условиям позднего протерозоя. Поскольку во все более и более древних образованиях выявлены признаки схожести с фанерозойскими и современными геологическими разрезами, то граница архея и протерозоя становилась все более древней.

Беломорье и Центральная Карелия всегда выглядели как достаточно контрастные, резко различающиеся регионы. Детализация геологического развития беломорид обычно наталкивалась на трудности и оставалась неопределенной, напротив, зеленокаменные осадочно-вулканогенные разрезы Карелии оказывались доступными геологическому анализу любой детальности. В соответствии с изложенной выше идеей резкого противопоставления архейд и протезоид, беломориды рассматривались как архейские образования, а зеленокаменные пояса Центральной Карелии — как протерозойские.

Тем временем в мировой докембрийской геологии назревали большие события. Исключительное значение приобрели геохронологические исследования докембрийских образований Западной Гренландии и Южной Африки, которые показали, что слабо метаморфизованные осадочно-вулканогенные разрезы эвгеосинклинального типа имеют необычайно древний возраст (3,8—3,5 млрд. лет) и в то же время не несут следов каких-то особенных отличий от позднедокембрийских комплексов или даже фанерозойских.

Идея резкого противопоставления архея и протерозоя как различных стадий необратимого развития Земли потеряла свой смысл. Выяснилось, что геосинклинальный тип развития подвижных поясов имеет устойчивый характер и проявляется в одинаковых или близких формах на всех стадиях развития Земли. Поэтому обособить архей как какой-то совершенно особый этап в развитии Земли невозможно. Тогда вспомнили о канадском приоритете в использовании терминов архей и протерозой. В 1977 г. зеленокаменные пояса Центральной Карелии (которые считались протерозойскими) по аналогии с канадскими зеленокаменными поясами отнесли к архею. Однако рубеж архея и протерозоя (по абсолютному летосчислению 2,6 млрд. лет) не был снижен. В геологических образованиях Балтийского щита, несомненно, границей архея и протерозоя могли бы служить региональные коры выветривания в основании ятулийских образований, которые знаменуют собой этап консолидации Центрально-Карельского массива и его длительный пенеплен. Но периоды покоя не фиксируются изотопной геохронологией, поэтому назвать здесь какой-то определенный возраст невозможно. А старое значение (2,6 млрд. лет) характеризует одну из фаз гранитного магматизма ребольского тектогенеза и, как это ни странно, граница архея и протерозоя формально проходит сейчас внутри единого геотектонического цикла.

Позитивным выходом из создавшегося положения может быть следующее предложение. Поскольку в докембрийской истории намечается относительно немного циклов эндогенной активности, то можно подвижные пояса с пиками магматизма и метаморфизма на уровне 3,8–3,6; 3,5–3,3; 2,8–2,6 млрд. лет считать катаархейскими, раннеархейскими и позднеархейскими, а пояса с пиками активности 2–1,8 и 1,2–0,9 млрд. лет ниже- и верхнепротерозойскими.

Геотектоника подразумевает выделение и обособление крупных структурных и вещественных геологических единиц и выяснение их взаимоотношений в историческом и генетическом аспектах. Как и в фанерозое, основными геотектоническими подразделениями докембрия являются подвижные пояса и стабильные кратоны. Очевидно, что развитие подвижного пояса на его геосинклинальном и орогенном этапах и превращение подвижного пояса в кратон представляет собой главную канву для выделения геотектонических циклов.

Хотя геохронологические данные по главным составляющим древних щитов хорошо известны и главные возрастные рубежи определяются одинаково, но ранги этих рубежей и объемы геотектонических циклов оцениваются по-разному. Конечно, при выделении геотектонических циклов, т.е. синхронных этапов развития докембрийских подвижных поясов, мы должны ориентироваться на какие-то ясные критерии.

Известные геотектонические режимы геосинклинального и орогенного классов порождают комплекс геологических процессов магматизма, метаморфизма, осадкообразования и структурных преобразований. Но свидетельства определенных геотектонических этапов неодинаково оцениваются специалистами. Так, орогенный режим для геоморфолога представляется как процесс роста гор, для специалиста в осадочной геологии — это появление молассовых осадочных формаций, для структурных геологов — появление глыбовых структур и штамповых складок и т.д. Для нас первостепенное значение имеют магматические и метаморфические критерии определения геотектонического режима и его этапов. И хотя речь о магматической и метаморфической моделях пойдет ниже, тем не менее ясно, что формационные типы вулканических и плутонических пород, а также типы метаморфизованных комплексов — все это свидетельства этапов геотектонического развития.

Так, вулканические толщи толейтовой известковистой серии с прослоями коматиитовых ультраосновных лав определяют начальную стадию геосинклинального развития. Толщи щелочно-известковых вулканитов базальт-андезит-дацитово-серой серии — зрелую стадию геосинклинали. Плутонические массы тоналитов, серых гнейсов и гранитоидо-габбро-плагиигранитной формации имеют тот же возраст, что и вулканиты и тоже относятся к геосинклинальной стадии.

Наоборот, появление калиевых гранитов, мигматизация толщ и их региональный

метаморфизм амфиболитовой фации отвечают орогенному этапу. Гранулитовый метаморфизм отвечает раннеорогенному процессу скупивания подвижного пояса и глубокого погружения глыб основания и окраин соседних кратонов. Плутоны анортозитов, мангеритов и диоритов также относятся к орогенным формациям.

Этапы консолидации подвижных поясов выявляются с трудом, так как докембрийские кратоны не всегда консолидируются окончательно. Для определения таких этапов существенное значение имеют секущие дайковые серии основных пород, внедрившиеся в консолидированные толщи. Таким секущим дайковым комплексам исключительное значение придавал Г. Рид [1981] для оценки времени стабилизации архейских кратонов. Даже в высокометаморфизованных комплексах, как, например, на Алдане, дайковый комплекс разделяет крупные геотектонические циклы и является свидетелем промежуточной кратонизации региона.

Имея в виду магматические и метаморфические критерии геотектонических этапов развития подвижных поясов, остановимся на выделении геотектонических циклов и периодизации докембрия. Предварительно заметим, что имеются системы стандартных подвижных поясов, прошедших геосинклинальный этап и эпигеосинклинальный орогенез, и имеются чисто орогенные подвижные пояса, возникшие без предварительной геосинклинальной подготовки. Обратимся к геологической истории.

Можно определенно говорить о том, что заложение и развитие подвижных поясов в докембрии укладывается в крупные геотектонические циклы. Эти циклы оказываются практически синхронными для всех материков. Некоторые отклонения от синхронности обычно невелики и соизмеримы с точностью определения возраста. Даже если отклонения около 0,1 млрд. лет действительно существуют, то речь идет об региональной усложненности другого более малого порядка, которая накладывается на глобальную синхронную закономерность. Можно заметить, что число геотектонических циклов и соответственно систем разновозрастных подвижных поясов для докембрия относительно невелико.

Первый геосинклинально-орогенный цикл имеет катаархейский возраст 3,8–3,6 млрд. лет и хорошо известен на Северо-Атлантическом кратоне в Западной Гренландии и на Лабрадоре. Осадочно-вулканогенный зеленокаменный комплекс серии Исуа, ассоциации Акилиа и супракрустальные толщи Лабрадора с возрастом 3,8 млрд. лет являются самыми первыми геосинклинальными формациями в истории Земли. Они сопровождаются плутоническим комплексом серых гнейсов того же возраста. На уровне 3,6 млрд. лет геосинклинальные комплексы претерпели деформацию, складчатость, гранитизацию калиевыми гранитами, т.е. эпигеосинклинальный орогенез. К этому же древнему орогенному этапу относятся калиевые гнейсо-граниты Мортон-Монтевидео в США с возрастом 3,55 млрд. лет. К орогенической фазе 3,6 млрд. лет относится самый ранний гранулитовый метаморфизм, сохранившийся в основных породах Западной Гренландии. Консолидация катаархейских образований фиксируется секущими дайками Амералик в Гренландии и дайками Саглек на Лабрадоре.

Второй геосинклинально-орогенный цикл имеет раннеархейский возраст 3,5–3,3 млрд. лет и отвечает заложению и развитию зеленокаменных поясов Южной Африки (Свазилендская группа), Западной Австралии (группа Варравуна), Южной Индии (Саргурская группа). К этому же циклу относится заложение супракрустальных и плутонических комплексов саамид на Балтийском щите, алданид и анабарид в Сибири, однако убедительных данных по их возрасту нет. Осадочно-вулканогенные разрезы геосинклинального типа представлены формациями ультраосновных лав коматиитов, известковистой толеитовой серий вулканитов и щелочно-известковистой серий базальтов и кислых лав. Раннегеосинклинальные плутоны представлены тоналитами, трондьемитами и плагиогранитами. Как можно судить по слабо метаморфизованным образованиям Южной Африки, осадочно-вулканогенные разрезы заканчиваются формациями молассоидного типа с конгломератами и прорываются калиевыми гранитами, т.е. геосинклинальный этап завершается эпигеосинклинальным орогенезом. Цикл заканчивается кратонизацией подвижных областей с обособлением таких кратонов,

как Каапвальский с перекрывающей его платформенной серией Понгола, кратон Пилбара в Австралии, Норвежско-Кольский кратон Балтийского щита, Алданский кратон в Сибири.

Часто периоды 3,8 и 3,5 млрд. лет назад объединяют в единый древнейший геотектонический цикл, тогда как, несомненно, это два различных цикла со своими геосинклинальной и орогенной фазами.

Третий геосинклинально-орогенный цикл — позднеархейский — с возрастом 2,8–2,6 млрд. лет проявился очень широко с формированием обширных гранит-зеленокаменных площадей Балтийского щита, Канадского щита, кратона Зимбабве в Африке и Дхарварских гранит-зеленокаменных поясов Южной Индии. Геосинклинальный этап включает развитие обычных вулканогенных формаций коматиитовой, толеитовой и щелочно-известковистой серий и сопровождается габбро-плагиигранитными плутонами. Геосинклинальное развитие завершилось эпигеосинклинальным орогенезом с завершающей складчатостью и синскладчатыми калиевыми гранитами. Это, например, кеноранский орогенез на Канадском щите или ребольская складчатость на Балтийском щите. Последующая кратонизация охватывает огромные площади. Это кратоны Супериор, Слейв, Унгава на Канадском щите, кратон Зимбабве в Южной Африке, Центрально-Карельский массив на Балтийском щите, кратоны Илгарн в Австралии и кратон Карнатака в Индии.

Четвертый геосинклинально-орогенный цикл относится к нижнепротерозойскому времени 2–1,8 млрд. лет. Это свекофенско-карельские образования Балтийского щита, саксаганиды Украинского щита, Байкало-Патомский пояс Витимо-Алданского щита, гуронские образования Канадского щита и др. Геосинклинальные осадочно-вулканогенные разрезы в нижнем протерозое отчетливо дифференцируются на эв- и миогеосинклинальные типы. Эпигеосинклинальный орогенез сопровождается становлением огромных масс калиевых гранитов. Известны здесь и орогенные вулканические образования типа лептинитов. Кратонизация нижнепротерозойских подвижных поясов оказывается окончатальной, формируются древние стабильные платформы, которые почти в тех же объемах сохраняются вплоть до настоящего времени.

Пятый геосинклинально-орогенный цикл имеет верхнепротерозойский возраст. Это Дальсландский пояс Балтийского щита и Гренвиллский пояс Канадского щита. Следует отметить, что собственно геосинклинальные образования в этих поясах проявлены очень слабо, в вырожденных формах и ограниченных по размеру и распространности впадинах. Наоборот, орогенный этап проявлен с исключительной мощностью, с широкой переработкой кристаллического фундамента гранулитовым метаморфизмом, становлением больших плутонов анортозитов, мангеритов и калиевых гранитов.

Кроме перечисленных главных геосинклинально-орогенных циклов, в докембрии проявились активные геологические события чисто орогенного характера без предшествующей геосинклинальной подготовки. Для них нет устоявшегося точного термина, и они фигурируют в литературе под разными названиями: пояса тектоно-магматической активизации, зоны диасхизиса, диастрофических эпизодов второго порядка, дейтеро-орогенных поясов и т.д. Речь идет об орогенных процессах, независимых от геосинклинального, но тем не менее весьма сходных с эпигеосинклинальным орогенезом, так как сопровождаются они теми же геологическими явлениями: глыбовой тектоникой, которая может перерастать в шарьяжно-покровную тектонику сгущивания с гранулитовым метаморфизмом кристаллического основания, реомобилизмом фундамента, складчатостью, появлением калиевых гранитов, плутоническим магматизмом анортозитов, диоритов и калиевых гранитов.

Самостоятельные орогенные циклы вклиниваются в геосинклинально-орогенную цикличность и осложняют докембрийскую геологию.

Первый самостоятельный орогенный цикл проявился на уровне 3,1–2,9 млрд. лет. Свидетельства этого цикла — плутоны диоритов на Балтийском и Витимо-Алданском щитах с возрастом 3,1 млрд. лет, анортозитовые плутоны в Гренландии (массив Фис-

кенесет) и в зоне Лимпопо в Африке, которые имеют возраст 3,1–3 млрд. лет; наконец, имеется общемировой возраст гранулитового метаморфизма (2,9 млрд. лет), выявленный на всех континентах. Гранулитовый метаморфизм с возрастом 2,9 млрд. лет предшествует периоду заложения позднерхейских геосинклинальных поясов и фиксирует самостоятельную орогенную фазу, проявившуюся на рубеже раннего и позднего архея.

Второй самостоятельный орогенный цикл происходил 2,4 млрд. лет назад. Этому циклу отвечает так называемая селецкая тектономагматическая активизация на Балтийском щите с вулканическими толщами орогенного класса и широко распространенными калиевыми гранитами и гранулитами с возрастом 2,4 млрд. лет. Сейчас неясно, сколь широко этот самостоятельный орогенный цикл проявился на других континентах.

Третий самостоятельный орогенный цикл имеет возраст 1,7–1,4 млрд. лет. Это готский цикл на Балтийском щите, эльсонский — на Канадском, акитканский — на Витимо-Алданском. С этим циклом связаны орогенические впадины, заполненные красноцветами и кислыми калиевыми вулканитами, а также мощный плутонический магматизм со становлением гигантских плутонов анортозитов и гранитов рапакиви.

Таким образом, в почти трехмиллиарднолетней докембрийской истории укладывается относительно немного геотектонических циклов — пять геосинклинально-орогенных и три чисто орогенных. Причем каждый геотектонический цикл не отличается какой-то чрезмерной сложностью, а демонстрирует прямой ход процесса от геосинклинального к орогенному и кратонному состоянию. Осадочно-вулканогенные разрезы при огромной мощности имеют элементарное строение: вулканогенно-терригенные толщи сменяются флишеидными и, наконец, молассоидными образованиями. Наблюдается простой переход вулканических формаций от толеитов с коматитами к щелочно-известковистым существенно кислым вулканическим толщам. Столь же последовательно плутонический магматизм демонстрирует увеличение калиевости от ранних к поздним плутонам.

Докембрийские подвижные пояса развивались исключительно медленно. Между начальными вулканическими и заключительными калиевыми гранитами в каждом поясе проходило не менее 200 млн. лет, причем это не вся длительность геотектонического цикла, так как начальные фазы заложения подвижного пояса и его замыкание не улавливаются изотопной геохронологией. Между пиками активных событий в последовательно сменяющихся друг друга подвижных поясах проходило много сотен миллионов лет.

Хотя мощность докембрийских осадочно-вулканогенных разрезов очень велика, учитывая огромные интервалы времени, следует предположить, что скорость накопления вулканогенных и осадочных образований была исключительно медленной. Докембрийские осадочно-вулканогенные толщи отличаются также большим латеральным однообразием и одинаковым химическим составом, что определенно отличает их от фанерозойских подвижных зон. Можно полагать, что докембрийская геология развивалась крайне медленно. Геотектонические циклы растягивались на многие сотни миллионов лет при исключительно медленной скорости накопления осадочно-вулканогенных разрезов.

Принято думать, что ранняя история нашей планеты была исключительно бурной и активной. По-видимому, это не так. Наоборот, следует говорить о редких, немногочисленных циклах эндогенной активности, чрезвычайно медленных и растянутых во времени. Надо заметить, что в докембрийских отложениях совершенно отсутствуют химические аналоги наиболее глубоких щелочных вулканических пород. Это значит, что эндогенные процессы не захватывали глубоких этажей мантии. В геосинклинальной дифференциации земного вещества участвовали только самые верхние оболочки литосферы.

Из периодизации докембрийской истории можно увидеть, что к концу докембрия увеличивались промежутки времени между геосинклинальными циклами. Так, если взять отрезки времени между одноименными магматическими событиями разновозрастных

поясов, то между катаархейским и раннеархейским геосинклинальными процессами прошло 0,3 млрд. лет, между ранне- и позднеархейским — 0,7 млрд лет, далее 0,8 и 0,9 млрд лет, т.е. геосинклинальная цикличность замедлила свой ход, и в пятом цикле геосинклинальные образования приобрели ограниченный вырожденный вид. Одновременно к концу докембрия участились орогенные циклы. Так, в протерозойское время орогенные циклы следовали один за другим. Это орогенный цикл в 2,4 млрд. лет, потом эпигеосинклинальный орогенез на уровне 1,9–1,8 млрд. лет, потом самостоятельные Готский и Ачитканский орогенные циклы 1,7–1,6 млрд. лет назад, наконец, Дальсланско-Гренвиллский цикл в 1 млрд. лет. К концу докембрия усилилась общая кратонизация. Уже после Карельско-Свекофенского орогенеза началась глобальная кратонизация земной коры с распространением платформенного режима на всей площади континентов.

В таком эволюционном плане, когда процесс геосинклинального развития замедлился, заменился чисто орогенными режимами и, наконец, глобальной кратонизацией поверхности Земли, докембрийская геология предстает эволюционно завершенной и законченной.

Автор считает, что идея Г. Штилле [1964] выделить в земной истории два крупнейших геологических мегахрона — протогей и неогей — имеет большой смысл.

Действительно, докембрийская геология к концу докембрия выглядит достаточно завершенной. Чисто докембрийские длительные и размеренные циклы геосинклинально-орогенного развития замедлили циклический ход своего развития, сменились чисто орогенными циклами и завершились глобальной кратонизацией земной поверхности. Заметим, что для огромной рифейской эры нигде на поверхности Земли не известны эвгеосинклинальные впадины. В конце докембрийского мегахрона вся земная кора представляла собой монолит. После произошла предкембрийская альгонская революция Г. Штилле с кардинальной регенерацией и обрушением консолидированных пространств, которая открыла новую неогейскую эру в истории Земли. Эта новая эра или новый мегахрон отличается от докембрийского исключительным ускорением геологической истории и повышенной эндогенной активностью. Цикличность геосинклинально-орогенных режимов очень ускорила, и контраст крупных и мелких структурных элементов увеличился. В неогейском мегахроне появились новые эндогенные режимы и геологические структуры — это рифты, океанические хребты и плато глубокого океанического дна. Никаких признаков таких образований в предшествующем докембрийском мегахроне нет, хотя водная оболочка Земли, конечно, в это время присутствовала: Только в конце докембрийского времени появились настоящие континентальные красноцветные отложения. В более ранних отложениях они не отмечаются, и поэтому можно предполагать, что вся докембрийская поверхность была покрыта толщей воды и вся докембрийская геология совершалась под водой, но в достаточно мелководных условиях.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И СРАВНЕНИЕ ИХ С ФАНЕРОЗОЙСКИМИ ФОРМАЦИЯМИ

Рассмотрев геологическое строение докембрийских подвижных поясов на разных континентах, можно сделать вывод, что в их становлении и развитии намечаются общие черты и одинаковые формационные типы магматических комплексов. Мы видим, что активные магматические процессы возникают периодически и бывают локализованы пространственно в системах подвижных поясов.

В начальные стадии развития подвижных поясов формируются кумулятивные впадины, заполненные вулканическими и осадочными породами, и плутонические поднятия, выполненные серогнейсовыми комплексами. Осадочно-вулканогенные разрезы впадин оказываются относительно простыми и, как правило, демонстрируют закономерное изменение состава вулканических и осадочных пород вверх по разрезу. Обычно внизу преобладают высокоизвестковистые серии вулканитов с существенным преобладанием пород основного состава — толеитов, которые переслаиваются с прослоями ультраосновных лав. Выше появляются очень мощные толщи кислых щелочно-известковистых вулканитов непрерывного базальт-андезит-дацитового ряда. И завершается вулканизм контрастными базальт-дацитовыми вулканическими сериями.

Плутонические поднятия имеют гранитоидный состав, плутонический магматизм начинается с натровых серий тоналитов и трондьемитов пониженной кремнеземистости или с гранодиоритов габбро-гранитной формации. Первые гранитоидные плутоны формируются параллельно с вулканическими толщами и щелочно-известковистой формацией и имеют одинаковый возраст с вулканическими комплексами. Геотектонический режим начальных стадий развития докембрийских подвижных поясов можно определить как ортогеосинклинальный с начальным развитием таких контрастных структурных форм, как вулканические впадины и плутонические поднятия.

При дальнейшем развитии докембрийских подвижных поясов в предороженную стадию глубоких расколов фундамента появляются мелкие интрузии гипербазитов. Главный орогенный этап докембрийских подвижных поясов характеризуется появлением крупных плутонических масс калиевых гранитов, которые формируют огромные системы гранито-гнейсовых куполов сложного строения и состава. В них бывают заключены ранние плутоны габбро-плагιοгранитной формации и фрагменты дрезнего метаморфизованного основания; и те и другие подвергаются региональной гранитизации и мигматизации калиевыми гранитами. На поздних этапах консолидации подвижной области выявляются формации поздних посттектонических секущих гранитов известково-щелочного и субщелочного уклонов.

В орогенные этапы развития подвижного пояса на соседних кратонах в погранично-кратонных и внутрикратонных зонах глубинных разломов формируется батолитовая формация анортозитов, мангеритов-диоритов и поздних калиевых гранитов.

Основные закономерности магматизма докембрийских подвижных поясов могут быть рассмотрены в рамках классической геосинклинальной теории, более того закономерности пространственного распределения магматических формаций, их смена во времени и особенности вещественной химической эволюции магматизма докембрийских подвижных поясов могут рассматриваться как магматическая модель геосинклинальных подвижных поясов. Чтобы убедительно это обосновать, необходимо не только выявить формационные типы докембрийских магматических комплексов, но и срав-

нить их с аналогичными комплексами фанерозойских подвижных поясов, а также с современными магматическими образованиями других эндогенных режимов — океаническим рифтовым и орогенным островодужным.

Далее речь пойдет о магматических формациях докембрийских подвижных поясов и сравнении их с современными и фанерозойскими магматическими формациями. Под магматическими формациями понимаются устойчивые ассоциации магматических горных пород, обладающие общим составом, повторяющиеся от одного геотектонического цикла к другому, образовавшиеся в относительно узком временном интервале и характеризующие определенный этап эволюции крупной геоструктуры. Критериями для выделения магматической формации являются сходство химических (геохимических) признаков пород, единство структурно-геологического положения и связь с определенным этапом развития геотектонической структуры. Представляется совершенно необходимым обсудить главнейшие формационные типы докембрийских магматических пород, и здесь мы хотели бы руководствоваться двумя очень важными замечаниями классиков формационного анализа.

Первое замечание Ю.А. Кузнецова [1964] касается того обстоятельства, что магматические формации должны быть достаточно крупными категориями, большими сообществами пород, отвечающими главным этапам геологического процесса; при попытке их мелчить теряются важные связи магматического процесса с тектоническим.

Второе замечание Ю.Ир. Половинкиной [1968]: "Общее для формации то, что это группы горных пород, т.е. категории вещества, материи, а не явлений или процессов" (с. 38). Обсуждая магматические формации, помимо их принадлежности к определенной геологической структуре и этапу геотектонического развития, мы должны сравнить их химические составы.

Рассмотрим следующие формационные группы пород: ультраосновные лавы и интрузии геосинклинального, орогенного и кратонного режимов: вулканические серии известковистых и щелочно-известковистых базальтов—андезитов—дацитов геосинклинального режима и сравним их с вулканическими сериями орогенного и рифтогенного режимов; гранитоидные плутоны геосинклинального и орогенного режимов; мигматиты и метаморфиты регенерированного фундамента; плутоны анортозитов и диоритов кратонных зон разломов.

Формационные типы ультраосновных пород

Следует указать на следующие формационные типы ультрабазитов докембрийских подвижных поясов.

Ультраосновные лавы (коматииты), которые формируют лавовые потоки, прослои, силлы и дайки в низах эвгеосинклинальных осадочно-вулканогенных разрезов и тесно ассоциируют с базальтами толеитового состава.

Ультраосновные массивы — это редко крупные, чаще мелкие разобщенные тела среди дислоцированного комплекса метаморфических гранитизированных пород. Их положение в схеме геологической истории чаще всего остается нерасшифрованным, неопределенным. Если же определение удастся (на Анабарском щите, Кольском полуострове, в Забайкалье), то оказывается, что это интрузивные образования и их внедрение предшествовало орогенному этапу, появлению калиевых гранитов и региональной гранитизации и отвечало предороженному периоду.

Ультраосновные плутоны кратонной стадии внедряются по разломам, которые раскалывают консолидированные кратонные массивы.

Следует указать на некоторые редкие формационные типы ультраосновных комплексов. Например, ультраосновные породы в составе некоторых анортозитовых плутонов. Это массивы Фискенесет в Гренландии, Ситампунди в Индии, Лимпопо в Южной Африке с хромитовым оруденением.

Мы хотели бы подробно остановиться на первом формационном типе ультраосновных коматиитовых лав докембрия и сравнить их с другими формационными типами ультраосновных лав.

Ультраосновные лавы эвгеосинклиналичного геотектонического режима перидотитового и пироксенитового состава, так называемые коматииты, выявлены в составе очень многих зеленокаменных докембрийских толщ. Впервые они детально и полно были охарактеризованы братьями М. и Р. Вильянами [Viljoen, Viljoen, 1970] в Свазилендском зеленокаменном поясе нагорья Барбертон Южной Африки. Были выделены разновидности так называемых перидотитовых и базальтовых коматиитов, залегающих в виде лавовых потоков, прослоев и силлов в мощной осадочно-вулканогенной толще нижних подразделений группы Онвервахт, в стратиграфических подразделениях Санс-пройт, Тиспройт и особенно Комати, где ультраосновные лавы слагают около 30% разреза, концентрируясь в основании и переслаиваясь с толеитовыми базальтами.

Следует сразу заметить, что название "базальтовый коматиит" не совсем удачно, речь идет о лаве пироксенитового состава, с преобладанием моноклинного пироксена, а не плагиоклаза, как в настоящих базальтах. Присутствующие здесь же плагиоклаз-содержащие толеитовые базальты представляют собой совсем другое семейство вулканических пород базальт-андезит-дацитовой серии и по своим химическим характеристикам на вариационных диаграммах не сопрягаются с коматиитовой перидотит-пироксенитовой серией. Последняя представляет собой совершенно обособленную формацию, а отнюдь не начальный член непрерывного ряда пород от ультрабазитов к базальтам, андезитам и т.д.

Ультраосновные вулканические породы были описаны также в зеленокаменных поясах Белингве [Bikle et al., 1975] и булавайской группе [Hawkesworth, O'Nion, 1977] Южной Африки. В Австралии ультраосновные лавы известны в зеленокаменных поясах кратона Илгарн, в окрестностях Норсемана [Barnes et al., 1974; Willett et al., 1974]. На Канадском щите они входят в состав зеленокаменного пояса Абитиби и очень полно описаны для района Манро-Тауншип [Arndt, 1977; Pyke et al., 1973]. Такие же ультраосновные лавы выявлены в составе вулканических комплексов лопия для Балтийского щита [Jahn et al., 1980; Mutcnen, 1976; Куликов, Куликова, 1983], а также и на Украинском щите [Крестин, 1978]. В составе глубоко метаморфизованных комплексов Анабарского и Алданского щитов нами выделяются метаморфизованные и перекристаллизованные разности перидотитовых и пироксеновых коматиитов. Приуроченность к низам слоистых осадочно-вулканогенных разрезов, тесная ассоциированность с метаморфизованными аналогами толеитовых базальтов и ряд геохимических особенностей заставляют думать, что это несомненные коматииты, претерпевшие региональный метаморфизм гранулитовой фации.

Для свежих ультраосновных лав весьма характерна так называемая структура спинифекс (название дано по сходству со спутанно-игльчатой австралийской травой), в которой вулканическое стекло наполнено скелетными игольчатыми и пластинчатыми призмами оливина и пироксена. Часто именно такая структура является безусловным признаком для отнесения породы к коматиитам, хотя по существу это одна из разновидностей специфически порфировой структуры, связанной с близповерхностной кристаллизацией ультраосновного расплава. Минеральный состав коматиитов исчерпывается парагенезисом оливина с клинопироксеном и с небольшим количеством хромшпинелидов, очень редко присутствует ортопироксен, амфибол, биотит и акцессорные минералы.

Петрографические и минералогические особенности древних ультраосновных вулкаников хорошо изучены в слабо измененных толщах зеленокаменных поясов Южной Африки, Австралии и Канады. Работами М. и Р. Вильянов, Р. Несбита, Н. Арндта, В. Яхна и других авторов минералогические, петрохимические и геохимические особенности коматиитовых лав исследованы с исчерпывающей полнотой. Общей особенностью химического состава коматиитов является высокое содержание MgO. Перидотитовые и базальтовые (пироксенитовые) разновидности коматиитов условно разделяются по составу на содержащие MgO в количестве выше и ниже 20%. В общем ряду коматиитов перидотит-пироксенитового состава при широких вариациях содержания Mg остальные окислы изменяются сопряженно и прямо (Cr, Co, Ni) или обратно (Ti, Ca, Al) корре-

лируют с Mg. При повышенных содержаниях элементов группы железа (Cr, Co, Ni, V) для коматиитов характерны низкие содержания Ti, щелочей и связанных с ними щелочноземельных и редкоземельных элементов. По содержаниям малых элементов и их геохимическим отношениям перидотитовые коматииты очень близки мантийным гранатовым перидотитам, а также хондритам. В связи с этим считается, что их магма возникла при почти полном расплавлении мантийного вещества.

При четких общих геохимических особенностях намечается целый ряд региональных различий коматиитов. Так, были выявлены достаточно значимые геохимические отличия древнейших (3,5 млрд. лет) коматиитов Барбертона от более молодых (2,8 млрд. лет) коматиитов Австралии [Nesbitt et al., 1982]. Эти группы коматиитов различались по соотношению Gd и Y и показательным соотношениям Ti, Ca и Al. Однако попытка связать химический состав коматиитов с их возрастной эволюцией при обращении к другим регионам в общем не оправдывается. Следует сказать, что вариации химического состава и геохимических параметров наблюдаются даже в пределах одного региона. В мощных разрезах нередко в поздних прослоях коматиитов увеличивается их магнезиальность. Варьирует состав коматиитов даже в пределах одного шлота как по вертикали, так и в латеральном направлении. Конечно, вариации составов ультраосновных вулканитов определяются сочетанием различных факторов; с одной стороны, условиями генерации магмы и ее глубинной эволюцией, а с другой — кристаллизационно-гравитационной дифференциацией на месте застывания потоков и шлолов. Кристаллизационной дифференциации способствует низкая вязкость ультраосновных расплавов и их высокая флюидонасыщенность.

Нельзя считать ультраосновные лавы типа коматиитов исключительным феноменом только докембрийских вулканогенных разрезов. Например, такая же формация ультраосновных лав позднемелового возраста присутствует в составе раннегеосинклиналичного вулканогенно-осадочного комплекса Камчатки, для которого характерны те же вариации составов ультраосновных лав, та же ассоциированность с толеитовыми базальтами и, наконец, совершенно сходные с коматиитами петрохимические и геохимические особенности. Их описание исчерпывающе дано в монографии Б.А. Марковского и В.К. Ротмана [1981]. Примерно к такому же типу относятся дальневосточные раннеюрские ультраосновные лавы Сихотэ-Алиня.

По-видимому, в фанерозойских геосинклиналичных комплексах ультраосновные лавы редки, но тем не менее достаточно широко известны. Это ультраосновные лавы о-ва Кипр, п-ова Лизард в Англии, палеозойских эвгеосинклиналичных толщ Ньюфаундленда. Наконец, ультраосновные лавы третичного или мезозойского возраста с типичными спинифекс-структурами описаны в вулканической толще о-ва Горгона в Колумбии [Echeverria, 1980].

Ультраосновные лавы орогенного геотектонического режима или заключительных стадий развития подвижных поясов тоже хорошо известны. Сейчас становится ясным, что проявления ультраосновных вулканических пород характерны не только для начальных, но и для поздних стадий развития подвижных поясов.

Для Балтийского щита В.С. и В.В. Куликовы [1983] описали ультраосновные лавы с характерными спинифекс-структурами на двух геологических уровнях: в составе лопийских эвгеосинклиналичных комплексов и вулканических толщ суйсария в Ветреном поясе Северной Карелии. Последние отвечают уже позднеорогенной стадии развития региона. В вулканических образованиях Ветреного пояса ультраосновные лавовые потоки переслаиваются с прослоями диабазов. Ультрабазиты представлены расслоенными и нерасслоенными лавовыми потоками. Преобладают существенно пироксеновые (авгитовые) разности с обычно спинифексовой структурой. Весьма характерно, что ультраосновные лавы суйсария отличаются от лопийских лав несколько повышенными содержаниями титана и щелочей и на диаграммах MgO—TiO₂ формируют самостоятельное поле.

Более известны поздние (орогенные) ультраосновные лавы в фанерозойских подвижных поясах. Так, в пределах Анадырско-Корякской складчатой системы описаны

"меймечиты" хребта Пикульней [Зимин и др., 1979] и ультраосновные лавы Таловского гор [Белый, Гельман, 1983].

Имеется большой обзор фанерозойских ультраосновных вулканитов поздних стадий развития складчатых поясов [Марковский, Ротман, 1981]. В эту группу обособляются ультраосновные породы, отличающиеся многими специфическими чертами от раннегеосинклинальных ультрамафитов. Именно к этой группе применим термин "пикрит", так как ассоциируют такие породы с диабазами или субщелочными породами и часто включают в свой состав наряду с оливином и пироксенами также плагиоклаз. В настоящее время пикриты выявлены на Урале, Памире, Кавказе, в Казахстане, Средней Азии, ГДР, Шотландии.

Пикриты Приполярного и Северного Урала имеют кембрийский возраст, прорывают осадочные образования протерозоя и ордовика и относятся к заключительным фазам позднебайкальского тектоно-магматического цикла. Это порфиновые породы с обильными вкрапленниками оливина в раскристаллизованной массе. На Среднем Урале пикриты тесно ассоциируют с вулканическими породами трахибазальтовой формации и отличаются повышенными содержаниями титана, рубидия, бария, циркония. Пикриты Южного Урала в Башкирском антиклинории тесно ассоциируют с диабазами и отличаются повышенной железистостью.

В Казахстане пикриты внедрялись на конечных этапах развития герцинской геосинклинали в конце перми — начале триаса [Михайлов, Семенов, 1965]. Мелкие тела пикритов и пикро-диабазов залегают согласно с метаморфизованными осадками. Они имеют порфировую структуру и сложены оливином, моноклинным пироксеном и плагиоклазом. Похожи на них пикриты Южного Тянь-Шаня, которые тоже ассоциируют с диабазами и формируют сложно дифференцированные пикрит-габбро-диабазовые силы.

Пикриты Зайсанского складчатого пояса [Владимиров и др., 1979] внедрялись после орогенных базальтоидов среднего карбона, но перед гранитами позднего карбона. Они имеют порфировую структуру и сложены оливином, титан-авгитом, плагиоклазом и роговой обманкой.

Пикриты представляют собой порфиновые породы с обильными выделениями оливина, реже пироксена и амфибола, почти всегда присутствует плагиоклаз, что прежде всего отличает эти породы от коматитов. Вулканическое стекло бывает очень редко, так как основная масса претерпевает почти полную раскристаллизацию. Принадлежит практически к базальтовому (диабазовому) семейству, сильно обогащенному оливином, пикриты тем не менее содержат от 20 до 30% MgO. С увеличением содержания магния снижается содержание всех главных окислов CaO, Al₂O₃, TiO₂, хотя по сравнению с коматитами содержание этих элементов в пикритах повышено.

Таким образом, ультраосновные лавы орогенных заключительных этапов развития подвижных поясов входят в состав пикро-диабазовых вулканических комплексов. Они могут появляться на начальных стадиях орогенного режима перед гранитами, но чаще всего относятся к самым конечным стадиям подвижной системы и внедряются после заключительной складчатости, когда усиливается общая консолидация и жесткость. Именно тогда они приобретают самостоятельное значение, слагая рои даек и силлов, приуроченных к зонам глубинных разломов.

Ультраосновные лавы платформенного геотектонического режима включают в себя известные платформенные формации меймечитов, пикритовых порфиритов и кимберлитов.

Ультраосновные лавы, меймечиты, известны и хорошо изучены для Маймеча-Котуйского региона Сибирской платформы. Они входят в состав вулканогенных образований платформенного чехла, имеют пермо-триасовый возраст и наблюдаются в составе лавовых и туфовых потоков и силлов. Это наиболее ультраосновные породы, максимально магнезиальные, представленные вулканическим стеклом с обильными вкрапленниками оливина без каких-либо других алюмосиликатных или известково-силикатных минералов. В этой же щелочно-ультраосновной провинции присутствуют и пикри-

товые порфириды, которые отличаются от меймечитов менее магнезиальным составом и относительно повышенной щелочностью. Пикритовые порфириды входят в состав формации щелочно-ультраосновных пород, спорадически распространенной по всей территории Сибирской и Русской платформ.

Вулканическая формация кимберлитов характерна только для геотектонического режима древних платформ. Несмотря на относительную редкость и ничтожные объемы магматических продуктов, кимберлиты известны сейчас на всех древних платформах.

Наличие чрезвычайно полных обобщений по химизму и геохимии меймечитов [Васильев, 1983; Соболев, 1983], а также пикритовым порфиридам и кимберлитам [Илупин и др., 1978] позволяет не делать широкого литературного обзора по этим формациям и использовать непосредственно суммированный аналитический материал.

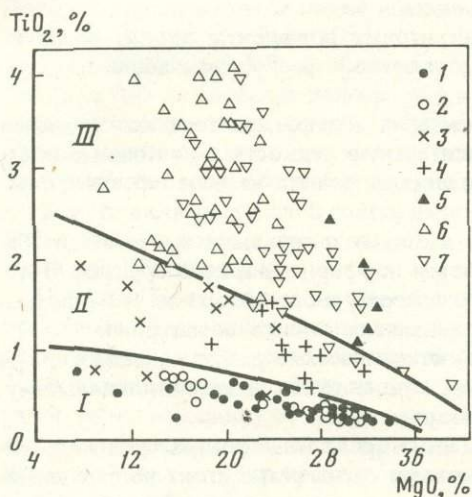
Следует задать вопросом: имеются ли четкие химические различия между тремя формационными группами ультраосновных лав, относящихся к геосинклинальному, орогенному и платформенному геотектоническим режимам.

Заметим, что геологическая позиция тех или иных проявлений ультраосновного вулканизма не всегда определяется уверенно и поэтому очень остро стоит вопрос химической индивидуализации формационных типов ультраосновных лав. Для докембрия необходима химическая индивидуализация коматитов. Их бесспорный признак — структуры спинифекс, т. е. скелетные формы роста оливина и пироксенов в ультраосновном стекле — могут не сохраняться в результате метаморфизма и перекристаллизации, и тогда для отнесения ультраосновных пород к формации коматитов могут привлекаться только геологические или химические аргументы.

Нам хотелось бы сравнить докембрийские коматиты с такими же или похожими эвгеосинклинальными типами ультраосновных лав фанерозоя и выявить их химическое сходство, противопоставить эвгеосинклинальный тип ультраосновных лав другим формационным типам, а именно лавам заключительных (орогенных) этапов развития подвижных поясов и ультраосновным лавам платформ. Некоторые попытки в этом направлении уже были сделаны. Так, в нашей работе [Лутц, 1980] показаны существенные геохимические различия геосинклинальных и платформенных ультраосновных лав. Э.А. Ланда [1983] сравнивал по геохимическим параметрам ультраосновные лавы Камчатки и платформенные меймечиты и по распределению целого ряда малых элементов показал их существенные различия. Привлечение данных по архейским коматитам показало их геохимическую близость к камчатским лавам, что в общем и естественно, так как и те и другие принадлежат к одному формационному типу ультраосновных лав начальных геосинклинальных комплексов. Таким образом, определенно можно полагать, что формационные типы ультраосновных лав различаются по распределению малых элементов.

Касаясь химических критериев отнесения ультраосновных лав к тому или иному формационному типу, следует сказать, что обращение только к данным силикатного анализа не приносит успеха. Силикатные анализы всех ультраосновных пород очень похожи. Для всех ультрабазитов характерна очень высокая магнезиальность, умеренные содержания кремнезема и железа, низкое содержание глинозема и извести, очень низкое содержание щелочей. Некоторые вариации в содержании главных окислов больше зависят от измененности ультрабазитов, а не от формационной принадлежности. На известных диаграммах Заварицкого ультрабазиты не различаются.

Сначала казалось, что важное классификационное значение может иметь отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$. Действительно, в среднemannтийном гранатовом перидотите содержания глинозема и извести примерно равны и это отношение близко к единице. В большинстве коматитов это отношение также равно единице или достигает 1,5, что в целом объясняется оливин-пироксеновой минералогией этих пород. В пироксене, как известно, содержание кальция преобладает над содержанием алюминия. В типичных же пикритах с их оливин-плагноклазовой или оливин-фельдшпатоидной минералогией это отношение меньше единицы, так как в полевых шпатах алюминий преобладает над



Р и с. 26. Корреляционная диаграмма $MgO - TiO_2$ для ультраосновных лав

1 — коматиты; 2, 3 — ультраосновные лавы: 2 — Камчатки, 3 — докембрийских орогенных поясов; 4 — орогенные пикриты Урала, Казахстана, Кавказа, Анадыря; 5 — меймечиты; 6 — пикритовые порфириды платформы; 7 — кимберлиты

Пояснение I—III — см. в тексте

кальцием. Однако при попытках широко пользоваться этим способом выясняется, что он не бесспорен и имеет много исключений. Так, в типичных коматитах со спинифекс-структурами Карелии [Куликов, Куликова, 1983] содержание глинозема преобладает над содержанием извести. Вместе с тем в типичных платформенных пикритовых порфиридах содержание извести значительно преобладает над количеством глинозема. Таким

образом, отношение CaO/Al_2O_3 не может служить формационным признаком.

Петрологами было замечено, что формационные типы ультраосновных лав не сходны по содержанию такого элемента, как титан. Они растягиваются на диаграммах, где на одной из осей откладывается количество титана, и различаются по соотношениям титана с другими компонентами. Так, замечено, что низкий уровень концентрации титана фиксируется в коматитах, а высокие концентрации титана характерны для меймечитов, пикритов и кимберлитов.

На диаграмме $MgO-TiO_2$ (рис. 26) показаны особенности распределения титана в различных формационных типах ультраосновных лав. Можно видеть, что по содержанию титана главные группы вполне обособляются. Поле I с самыми низкими содержаниями титана занимают геосинклинальные ультраосновные лавы — коматиты, лавы Камчатки, о-ва Горгона, Сихотэ-Алиня. Выше располагается поле II орогенных формаций ультраосновных лав. Сюда попадают карельские лавы суйсария, анадырско-корякские лавы и пикриты Урала, Казахстана, Тянь-Шаня, Кавказа. Наконец, в поле III попадают анализы платформенных ультраосновных лав — меймечитов, пикритовых порфиридов и кимберлитов. Таким образом, устанавливаются ясные различия по содержанию титана трех главных формационных групп ультраосновных лав.

В табл. 44 приведены средние составы ультраосновных лав, относящихся к следующим геотектоническим режимам: 1) эвгеосинклинальному (докембрийские коматиты и камчатские ультраосновные лавы); 2) орогенному (пикриты); 3) платформенному (меймечиты, пикритовые порфириды, кимберлиты). Можно видеть, что главные формационные типы ультраосновных лав различаются по содержанию таких элементов, как Ti, Zr, K, Rb, Sr, Ba. Коматиты и камчатские ультраосновные лавы характеризуются самыми низкими содержаниями рассмотренных элементов и тяготеют к среднему составу мантийного гранатового перидотита и хондрита. Пикриты заключительных этапов развития подвижных поясов оказываются уже обогащенными литофильными элементами. Наконец, еще больше обогащены литофильными элементами платформенные ультраосновные лавы — меймечиты, пикритовые порфириды и кимберлиты.

Изменяются не только общие содержания малых элементов, но и их соотношения. Так, в рассматриваемом ряду формационных типов ультраосновных лав отношение Ti/Zr последовательно уменьшается. Отношение K/Rb уменьшается, а Ba/Sr — увеличивается, т. е. смещается в пользу более щелочного элемента. По распределению элементов группы железа (V, Cr, Co, Ni) нет ясных различий. По-видимому, элементы группы железа столь тесно связаны с Mg, что при широких его вариациях так же широко варьируют и содержания элементов группы железа.

Средний химический состав ультраосновных лав

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>n</i>	111	18	112	38	—	—	20	—
SiO ₂	40,06	52,28	40,60	40,17	38,20	39,50	38,92	27,00
TiO ₂	0,29	0,57	0,26	0,94	2,28	1,50	3,52	1,99
Al ₂ O ₃	5,15	7,39	4,59	5,62	3,20	2,30	4,42	3,28
Fe ₂ O ₃	—	—	4,69	4,93	4,14	1,11	7,83	6,15
FeO	10,05	10,78	5,72	7,70	8,52	9,35	7,09	2,85
MnO	0,18	0,32	0,15	0,19	0,13	0,11	0,25	0,13
MgO	28,70	15,88	27,60	27,53	31,90	38,10	21,01	23,47
CaO	5,60	10,13	5,61	3,43	4,45	3,76	9,23	13,56
Na ₂ O	0,30	1,42	0,23	0,32	0,11	0,08	0,65	0,13
K ₂ O	0,06	0,16	0,20	0,30	0,92	0,67	0,84	0,91
Rb	1,7	4,5	5	10	49	52	28	52
K/Rb	290	295	350	260	163	112	260	160
Sr	20	87	110	200	644	366	630	755
Ba	10	30	110	200	432	159	700	955
Ba/Sr	0,5	0,3	1,0	1,0	0,7	0,4	1,1	1,26
Zr	15	25	15	60	247	189	263	162
Ti/Zr	116	139	104	94	55	47	80	73
V	120	180	140	150	—	—	238	107
Cr	2540	1060	1500	1000	2510	2283	1600	960
Co	93	50	100	100	126	125	122	73
Ni	1220	405	1220	1200	1780	1974	1470	810

Примечание. 1 — перидотитовый коматит; 2 — базальтовый коматит; 3 — ультраосновная лава Камчатки; 4 — фанерозойские пикриты орогенных поясов; 5, 6 — меймечиты Гулинского плутона и дайковой серии; 7 — пикритовые порфириды; 8 — кимберлиты.

Таким образом, распределения литофильных элементов в ультраосновных лавах геосинклинального, орогенного и кратонного режимов вполне различаются; от первых к последним увеличивается содержание литофильных элементов, соотношения когерентных элементов смещаются в пользу легкоплавкого, а некогерентных (K, Rb, Sr, Ba) элементов — в пользу более щелочного. Такие же закономерности были замечены нами в базальтовых семействах пород [Лутц, 1980] и связывались прежде всего с увеличением глубины генерации магм. При генерации более глубоких магм усиливается экстракция из мантийного вещества более легкоплавких и наиболее щелочных элементов. В данном случае намечаются такие же закономерности. Можно полагать, что геосинклинальные ультраосновные лавы выплавляются в мантии на относительно малой глубине и ассоциируют с малоглубинными толеитовыми базальтами. Пикриты поздних этапов, как известно, приурочиваются к глубинным разломам, раскалывающим достаточно консолидированную литосферу, и их магма генерируется глубже. Еще глубже формируются магматические очаги ультраосновных лав древних платформ — меймечиты и пикритовые порфириды, которые ассоциируют с наиболее глубинными щелочными базальтами. И наконец, к самым глубинным магмам относятся кимберлиты.

Остановимся на вопросе генезиса ультраосновных расплавов. Сейчас никто не сомневается в реальности существования ультраосновных расплавов и ультраосновных лав, хотя до 60-х годов даже возможность существования ультраосновных расплавов энергично отрицалась. Одним из убежденных противников признания существования ультраосновных магм являлся Н. Боуэн. Главный его аргумент — необходимость очень высоких температур для образования ультраосновных расплавов. Вместе с тем он полагал, что оливин-порфиновые породы могут образовываться в результате кумуляции, на-

копления оливиновых вкрапленников, что не может считаться доказательством существования ультраосновных расплавов.

В 60-х годах доводы Н. Боуэна против существования ультраосновных расплавов были опровергнуты. Экспериментальными работами было доказано, что перцолитовая эвтектика с увеличением давления очень сильно обогащается оливином и глубинные выплавки из ультраосновного мантийного вещества должны быть ультраосновными. Одновременно при исследованиях природных ассоциаций вулканических пород было обнаружено много случаев несомненного присутствия ультраосновных разностей вулканитов в самых разнообразных геологических условиях.

В отношении происхождения ультраосновных расплавов имеются две точки зрения.

Первая и наиболее широко распространенная предполагает селективное плавление мантийного вещества той или иной степени. Несложным путем по обогащению магмы литофильными элементами рассчитывается степень плавления мантийного вещества. Для коматитов она предполагается очень высокой (почти 100%), для пикритов и кимберлитов — очень низкой. Селективное плавление при многократном обогащении расплава литофильными элементами представляется нам невозможным. При чрезвычайном обогащении кимберлитов и пикритов некоторыми литофильными элементами степень их выплавки должна быть столь ничтожна, что ни о каком обособлении магматического очага не может быть и речи.

Другая точка зрения заключается в том, что расплав появляется в результате импульса перегретого флюида из очень больших глубин. Поэтому в очаге магмообразования мантийное вещество плавится целиком. Автор придерживается этой точки зрения. Следует учитывать, что особенности флюидного режима, которые очень зависят от глубины, должны сильно влиять на состав расплавов. Это подтверждается геохимическими различиями разноглубинных типов ультраосновных лав.

Мы не рассматриваем формационный тип плутонических интрузивных ультрабазитов докембрийских подвижных систем, так как не имеем достаточного количества геохимических материалов. Однако, чтобы читатель имел его в виду, необходимо сказать несколько слов.

Как известно, в докембрийских толщах нередко многочисленны мелкие тела полнокристаллических интрузивных гипербазитов, иногда серпентинизированных. Они не связаны с начальными эвгеосинклинальными толщами, более того они оказываются внедренными в самые разнообразные толщи. Часто тела гипербазитов образуют вытянутые рои мелких тел, которые трассируют зоны глубинных разломов. Все это указывает на достаточно позднее проявление таких ультраосновных интрузий. Они относятся к орогенному, вернее предорогенному этапу, так как их необходимо связывать с зонами глубинных разломов, рассекающих зрелые геосинклинальные структуры, но они предшествуют появлению калиевых гранитов и региональной гранитизации, так как подвергаются гранитизации и мигматизации.

Геологическая позиция интрузивных гипербазитов в некотором роде близка фанерозойским офиолитам, становление которых (протрузии, выдвигание аллохтонных пластин и чешуй) также предшествует орогенезу. Как известно, настоящих офиолитовых комплексов, включающих сложный комплекс гипербазитов, расслоенного габбро и базальтов, в докембрии нет. Те мелкие и разобщенные тела гипербазитов и серпентинитов, которые наблюдаются в метаморфических толщах, не сопровождаются расслоенным габбро и кремнистыми осадками и, строго говоря, их нельзя назвать офиолитами. Однако их геологическая позиция (предорогенный этап дизъюнктивной тектоники) такая же, как у фанерозойских офиолитов. Не случайно В.С. Федоровский [1982] назвал такие разрозненные перидотитовые плутоны Байкало-Патомского подвижного пояса своеобразным гомологом офиолитовой формации.

Становление интрузивных гипербазитов происходит в начальную орогенную стадию. Здесь важно вспомнить глубокое замечание Н.А. Штрейса [1968], что гипербазитовая формация чужда основному процессу геосинклинального развития. Внедряясь вдоль глубинных разломов, она располагается между структурно-фациальными зонами.

Поэтому начало орогенного процесса надо связывать не с гранитоидным магматизмом, а с его полной противоположностью — с гипербазитами.

Таким образом, в докембрийских подвижных поясах выделяются две важнейшие гипербазитовые формации: эвгеосинклиальная формация ультраосновных лав и предорогенная формация интрузивных гипербазитов.

Эвгеосинклиальные формации известковистых и известково-щелочных вулканитов

Вулканические геосинклиальные формации слагают мощные толщи докембрийских стратифицируемых разрезов. Все докембрийские вулканические комплексы подвергнуты дислокациям, складчатости и метаморфизму. Слабо метаморфизованные вулканиты выделяются в составе зеленокаменных поясов. Сильно метаморфизованные превращены в кристаллические сланцы и гнейсы и входят в состав гранулитовых комплексов. Можно заметить, что огромные площади кратонов Южной Африки, Северной Америки и Австралии слабо метаморфизованы и представлены гранит-зеленокаменными площадями. Наоборот, сибирские кратоны — Анабарский, Алданский — представляют собой гранулитогнейсовые комплексы.

Выделенные два типа различно метаморфизованных комплексов выглядят достаточно контрастно и обычно противопоставляются друг другу — один как гранит-зеленокаменный, другой — как гранулитогнейсовый. Однако, несмотря на существенные различия в метаморфизме и общем облике комплексов, их магматическая история и формационные типы первичных вулканических образований оказываются идентичными. Остановимся сначала на слабо метаморфизованных объектах. В гранит-зеленокаменных областях метаморфизм вулканогенных толщ относится к зеленосланцевому и лишь местами достигает нижних ступеней амфиболитовой фации. Сам метаморфизм проявился на раннегеосинклиальном этапе, зеленокаменные изменения сопровождаются широким развитием таких минералов, как хлорит, альбит, эпидот, пренит, актинолит, серицит. Относительно слабо метаморфизованные толщи проходят преобразования геосинклиального и орогенного этапа, в том числе гранитизацию.

Характерная особенность зеленокаменных поясов — линейно вытянутая линзовидная или ветвящаяся в плане форма и расположение в виде серии субпараллельных или ортогонально сопряженных зон в пределах обширных гранитных пространств древних кратонов. В структурном отношении это сжатые синклиновые структуры или оборванные круто падающие моноклиальные чешуи. Для разобренных разрезов отдельных впадин намечаются сходство формационного состава и цикличность строения осадочно-вулканогенных разрезов. Имеющиеся геологические данные свидетельствуют о том, что зеленокаменные комплексы формируются как существенно согласные вулканические толщи в пределах мелководных морских бассейнов на сиалическом фундаменте. Однако зеленокаменные впадины не являются глубокоэродированными корнями единой толщи, а представляют собой фрагменты комплексов, сформированных в изолированных прогибах. Их современная форма — фрагменты и узкие синклиальные впадины — обязана уже поздним процессам регионального роста гранитных куполов, когда стратифицируемые зеленокаменные разрезы остаются реликтовыми остатками обширных эвгеосинклиальных пространств.

Почему-то считается, что зеленокаменные пояса это исключительный феномен докембрия, даже раннего докембрия, хотя для советских геологов наиболее внушительным примером зеленокаменного пояса должен служить Урал, а именно палеозойская зеленокаменная область Урала, с такими детально изученными объектами, как Магнитогорский синклинорий и др. Безусловные примеры зеленокаменных поясов можно найти для всех геосинклиальных циклов докембрия и фанерозоя.

Катаархейские (3,8 млрд. лет) фрагменты зеленокаменных поясов обнаружены в пределах Северо-Атлантического кратона. Это серия Исуа и сланцевые породы ассоциации Акилиа в Западной Гренландии. Они включают наборы пород, типичных для зе-

ленокаменного комплекса: измененные гипербазиты, metabазальты, метаандезиты, кварциты, кремнистые, железистые и карбонатные породы. Аналогичный комплекс супракrustальных метавулканических пород катархейского возраста имеется на Лабрадоре.

Раннеархейские зеленокаменные пояса с возрастом 3,5—3,3 млрд. лет хорошо представлены в Южной Африке, Западной Австралии и Центральной Индии. Наиболее известны раннеархейские зеленокаменные пояса Каапвальского кратона Южной Африки и из них особенно Свазилендский зеленокаменный пояс нагорья Барбертон. Это исключительный объект в отношении полноты огромного разреза, который детально изучен. И не случайно К. Анхойсер [Anhaeusser, 1980] рассматривает свазилендский синклиниорий как типовую модель зеленокаменного пояса. Строение свазилендских разрезов детально описано М. и Р. Вильсонами и К. Анхойсером, и эти данные неоднократно освещались в нашей литературе.

При огромной мощности свазилендского разреза и его сложности можно констатировать, что в целом по вулканизму выделяется нижняя ультрабазит-толеитовая часть разреза и верхняя базальт-фельзитическая. В нижней преобладают базальты толеитового состава с прослоями ультраосновных лав, в верхней наблюдаются многократно повторяющиеся мультишлетные сочетания прослоев базальтов, андезитов, дацитов, риолитов, которые могут быть объединены в серии вулканитов щелочно-известковистого состава.

Такие же зеленокаменные пояса раннеархейского возраста известны на кратоне Зимбабве в Африке (группа Себакве), кратоне Пилбара в Австралии (группа Варравуна) и на Дхарварском кратоне Индии (Саргурская группа). Характерно, что определения возраста вулканитов из нижних частей разрезов дают практически синхронный возраст (3,5 млрд. лет) и отражают общепланетарный этап заложения раннеархейских ортогеосинклинальных систем. Огромные разрезы зеленокаменных поясов накапливались очень медленно. Верхние части разрезов с конгломератами (относящиеся к молассовым образованиям орогенного эпигеосинклинального этапа) имеют возраст 3,3 млрд. лет.

Позднеархейские зеленокаменные пояса возникли также синхронно, возраст вулканических пород оценивается в 2,8—2,7 млрд. лет. Распространены они еще шире, чем раннеархейские, и вместе с массами гранитоидов слагают колоссальные пространства Канадского и Балтийского щитов, кратонов Илгарн в Австралии, Зимбабве в Африке и Дхарвар в Индии. Многие из них изучены с исчерпывающей полнотой, это зеленокаменные впадины лопия в Карелии, зеленокаменные пояса Абитиби в Канаде, Калгурли-Норсеман в Австралии, Дхарвар в Индии.

Пояс Абитиби Канадского щита может служить примером или парастратотипом и тектонотипом позднеархейских зеленокаменных поясов. Огромная его толща разделяется на четыре крупные серии. Из них нижние — Малартик и Блейк-Ривер — существенно вулканогенные и сложены базальтами и кислыми лавами, пирокластическими породами, переслаивающимися с граувакками, туфами и кварцитами. На севере в округе Манро к этой же нижней части разреза относится мощная толща с ультраосновными коматитовыми лавами.

В типовом разрезе пояса Абитиби намечаются те же главные подразделения, что и в раннеархейском Свазилендском поясе. Нижнюю вулканогенную часть разреза можно сопоставить с серией Онвервахт, и в той и в другой внизу присутствуют базальты с прослоями ультраосновных лав. Выше залегают многоциклические толщи щелочно-известковых вулканических серий с тесной перемежаемостью базальтов, андезитов, дацитов и риолитов. Верхние осадочные толщи пояса Абитиби, а именно серию Тимискаминг; по составу можно параллелизовать с серией Фиг-Три. Таким образом раннеархейские и позднеархейские зеленокаменные пояса оказываются вполне сопоставимыми и похожими.

Необходимо отметить, что отдельные разрезы зеленокаменных поясов Канадского щита сильно варьируют по деталям своего строения и чуть ли не для каждого района

есть свои стратиграфические колонки. Однако в большинстве случаев остается главное деление на существенно вулканогенную нижнюю часть и существенно осадочную—верхнюю.

Зеленокаменные пояса кратона Илгарн Западной Австралии хорошо изучены в районе Калгурли. Это такие же узкие синклинальные впадины, зажатые среди гранитных куполов. Опорные разрезы включают три циклические части, причем в каждом цикле коматиит-базальтовая толща сменяется толщиной базальтов и кислых вулканитов и осадочными породами. Мощность толщ оценивается во многие километры.

Необходимо отметить, что А. Гликсон [1980] пытался противопоставить ранне- и позднеархейские зеленокаменные пояса как два типа первичных и вторичных зеленокаменных поясов. По его представлениям, первичные раннеархейские зеленокаменные пояса имеют основной—ультраосновной состав и развиваются в обстановке энзиматических океанических хребтов. Вторые позднеархейские имеют основной—средний состав и развиваются в системе трогов на сиалическом фундаменте. Деление это очень искусственное. Скорее следует говорить о совершенной однотипности и одинаковости зеленокаменных поясов раннего и позднего архея и устойчивом однотипном характере геосинклинального развития архейских подвижных поясов.

Линейно складчатые зоны зеленокаменных поясов Дхарвар Индии имеют позднеархейский возраст. При сопоставлении разобщенных разрезов составлена детально разработанная стратиграфическая схема. Нижний Дхарвар включает в себя основные и средние лавы с туфами, слюдястыми и хлоритовыми сланцами; кислые и средние лавы кератофирового состава, переслаивающиеся с туфами и аргиллитами; кварцевые порфиры, фельзиты и их сланцы. В районе Калара в нижней толще описаны перидотитовые и базальтовые коматииты. Средний Дхарвар сложен осадочными породами, это гравеллиты, граувакки, кварциты и тонкополосчатые филлиты, алевролиты, аргиллиты, железистые кварциты и известняки. В верхнем Дхарваре, кроме перечисленных пород, встречаются конгломераты и вулканические пеплы. Разделы Дхарвара демонстрируют определенную эволюцию развития, когда терригенно-вулканогенный тип разреза сменяется флишевым и, наконец, молассоидным.

На кратонах Советского Союза позднеархейские (2,8—2,7 млрд. лет) зеленокаменные пояса хорошо известны на Балтийском щите. Это лопийские разрезы Карелии, Гимольской, Парандовской, Хаутаварской, Тикшеозерской и других впадин. При всех региональных вариациях строения отдельных разрезов, как правило, выделяется нижняя вулканогенная часть с базальтами, местами с коматиитами, и верхняя часть с кислыми вулканическими породами и увеличением доли осадочных пород. В Восточной Финляндии позднеархейские зеленокаменные пояса Кухмо и Суомуссалми также делятся на две части: нижнюю существенно вулканогенную с базальтами, ультраосновными лавами, кислыми вулканитами и верхнюю — существенно осадочную.

Нижнепротерозойские зеленокаменные пояса заложены на уровне 2 млрд. лет. Здесь следует указать прежде всего на зеленокаменные толщи свекофенской подвижной области Северной и Южной Финляндии. Другие примеры — Муйский зеленокаменный пояс Байкало-Патомского подвижного пояса, нижнепротерозойские "Саксаганские" зеленокаменные пояса Украинского щита и многие другие. Подробно на них мы останавливаться не будем, но заметим, что, возможно, меньшая эродированность и хорошая сохранность приводит к тому, что в нижнепротерозойских подвижных поясах часто устанавливается ясная дифференциация зеленокаменных впадин на эв- и миогеосинклинальные типы, с ясным распределением их по площади, например, для Байкало-Патомской области или Украины. Заметим также, что в хорошо сохранившихся верхних частях разрезов, помимо их осадочной части, местами сохраняются самые верхние вулканиты орогенного класса, например лепитовая формация Балтийского щита.

Какие общие выводы можно сделать?

Структура и вертикальная эволюция разрезов зеленокаменных поясов проста и закономерна. Часто отмечается стратиграфическое подобие серий и ассоциаций пород. Это обстоятельство показано во многих работах, в которых стратиграфические

разрезы близких и далеких регионов и даже разных континентов выстраиваются в коррелирующие ряды колонок. Однако, обращаясь к конкретным разрезам зеленокаменных толщ, можно видеть, что наблюдаемая последовательность вулканических пород не всегда бывает простой. Часто наблюдаются повторяющиеся ряды сходных элементов, а также редукция начальных или конечных членов рядов. Нередко это трактуется как шарьяжные повторения разрезов, но нередки и изначально усложненные варианты. Все это заставляет говорить о простых и сложных разрезах, где выделяются: элементарные вулканические ритмы с гомодромным изменением состава; сложные, многократные (мультиплетные) серии вулканических ритмов; пестрые ассоциации, сложенные, однако, ограниченным набором пород; вулканические мегациклы.

Поразительным является широко проявленное вещественное подобие вулканических серий, слагающих зеленокаменные пояса. Это подобие распространяется и на разновозрастные докембрийские зеленокаменные пояса и на классические фанерозойские эвгеосинклинальные толщи. Это подобие касается и осадочных пород. В наиболее мощных разрезах снизу вверх последовательно встречаются вулканические ассоциации геосинклинального типа с граувакками и терригенными кремнистыми осадками, которые сменяются ритмичными флишоидными толщами и, наконец, иногда появляются самые верхние молассоподобные комплексы с конгломератами.

Говоря о формационной типизации вулканических образований зеленокаменных поясов следует выделить следующие формационные серии: коматиитовую серию ультраосновных лав перидотитового и пироксенитового состава; известковистую (толеитовую) серию непрерывных вулканитов базальт-андезит-дацитового состава с преобладанием базальтов над кислыми вулканитами; известково-щелочную серию вулканитов базальт-андезит-дацитового состава с преобладанием кислых вулканитов над базальтами.

Перечисленные серии толеитовых базальтов и известково-щелочных кислых вулканитов имеют свои буквальные аналоги в вулканических комплексах фанерозойских эвгеосинклиналей. Они соответствуют так называемой спилит-кератофировой группе [Кузнецов, 1964], которая разбивается на два самостоятельных формационных типа: существенно спилит-диабазовый и существенно кератофировый, которые встречаются чаще вместе, реже порознь. Классические области распространения спилит-кератофировой группы формаций или зеленокаменных поясов фанерозоя — Урал, Горный Алтай, Саяны, девонские толщи герцинского подвижного пояса Англии и ФРГ, альпийские спилит-кератофировые толщи и многие другие.

Глубоко метаморфизованные комплексы кристаллических сланцев и гнейсов гранулитовой фации обычно противопоставляются гранит-зеленокаменным площадям как совершенно различные. Предполагается, что гранулитовые и гранит-зеленокаменные толщи различаются не только по степени метаморфизма, но и по пропорциям стратифицированных супракрустальных и нестратифицированных плутонических образований, а значит и по общему химическому составу. Автор полагает, что здесь есть своя доля истины, но объясняется она не первичным соотношением вулканических и плутонических серий в изначальной геосинклинальной области, а результатами ее последующего преобразования. В гранит-зеленокаменных толщах не сохраняются первичные соотношения вулканических и плутонических серий. Эпигеосинклинальный орогенез сопровождается внедрением огромных масс калиевых гранитов, региональной гранитизацией и регенерацией фундамента с большим увеличением гранитоидных масс, в которых осадочно-вулканогенные толщи сохраняются в качестве фрагментов и реликтов. Наоборот, для многих толщ гранулитовых комплексов не характерен эпигеосинклинальный орогенез. В предорогенной стадии дизъюнктивной тектоники такие комплексы испытывают глубокое погружение и метаморфизм гранулитовой фации, позже они консолидируются и могут сохранять первичные соотношения плутонов и вулканитов при хорошей сохранности супракрустальных стратифицируемых толщ.

В гранулитовых толщах кристаллические сланцы и гнейсы по своим химическим особенностям также укладываются в непрерывные гомодромные ряды, причем на

вариационных диаграммах химического состава они буквально копируют вулканические серии известковистого и известково-щелочного состава. В их стратифицируемых разрезах устанавливаются одинаковые формационные типы серий. Автор считает, что это формационные эквиваленты вулканических серий зеленокаменных поясов. В гранулитовых кристаллических комплексах обнаруживаются те же самые формационные типы вулканитов: коматиитовый перидотит-пироксенитовый, известковистый толеитовый и известково-щелочной существенно кислый.

Обособив в докембрийских подвижных поясах вулканические формации геосинклинального класса — известковистую и известково-щелочную серию, необходимо сравнить их с вулканическими сериями других геотектонических режимов, и прежде всего с вулканическими сериями современных поясов рифтогенного и орогенного классов.

Как известно, современная вулканическая деятельность связана главным образом с двумя типами активных структур: мировой системой океанических рифтов, общая протяженность которых оценивается в 90 тыс. км, и вулканическими поясами Тихоокеанского кольца и Тетиса, которые необходимо относить к современному орогенному режиму. Петрохимические и геохимические особенности вулканических серий современных активных поясов нами рассматривались [Лутц, 1980]. Нет необходимости повторять этот сравнительный анализ, но его результатами можно воспользоваться. Нами были выявлены четкие геохимические отличия вулканических серий океанического рифтового и островодужного орогенного режимов. Здесь, на геохимических диаграммах, мы будем показывать соответствующие тренды тех и других, чтобы сопоставить их с химическими особенностями докембрийских вулканических серий ортогеосинклинального режима.

Следует сказать немного о главных особенностях вулканических формаций современного рифтового и орогенного режимов.

Магматизм всех современных океанов един. Особый тип толеитовых океанических базальтов на огромных пространствах океанического ложа сохраняет свои особые черты. По геохимическим особенностям океанические толеиты отличаются от всех континентальных пород исключительной бедностью флюидной и газовой составляющих, низкими содержаниями некогерентных элементов — щелочных, щелочноземельных, редкоземельных и радиоактивных, и повышенными содержаниями когерентных — Ti, Zr, V, Cr, Co, Ni. Исключительно эффузивный, а не эксплозивный характер извержения и очень высокая температура толеитовой магмы говорят о предельной сухости очагов магмообразования и заставляют прийти к выводу, что рифтовый магматизм не связан и не стимулируется флюидными потоками из глубокой мантии, а осуществляется при механизме простого плавления в результате накопления эндогенного тепла.

Кроме толеитов, в океанах имеют ограниченное распространение щелочные оливковые базальты (известково-щелочная серия). Они имеют сопряженные геохимические характеристики с толеитами и их повышенная щелочность объясняется большей глубиной очагов магмообразования. Еще больше, чем в толеитах, в них увеличивается содержание Ti, Zr, V, Cr, Co, Ni.

Океанические базальты сопровождаются кислыми вулканическими породами андезитового и дацитового состава, однако объемы кислых вулканических пород невелики. Геохимически легко доказывается, что это безусловные дифференциаты базальтовых магм. На фоне общего увеличения кремнезема и щелочей содержание Sr и P резко падает, так как они осаждаются вместе с Ca в ранних кристаллизатах, аналогично растет дефицит Eu.

Общими геохимическими особенностями океанических вулканических пород является их обогащенность когерентной группой малых элементов (Ti, Zr, Nb, Ta, V, Cr, Co, Ni) и обедненность некогерентной (K, Rb, Sr, Ba, TR, U, Th).

Современный вулканизм островных дуг, андийских побережий Тихого океана и вулканических поясов Тетиса определяется как орогенный и противопоставляется океа-

ническому. Представлен он тремя вулканическими сериями: известковистой (толеитовой), известково-щелочной и щелочной. Особенности состава каждой серии определяют глубину генерации магмы, которая для толеитовой серии минимальна, а для щелочной высококальциевой магмы максимальна.

Различия океанического рифтового и островодужного орогенного вулканизма проявляются уже в характере извержений, преимущественно эффузивном в океанах и почти исключительно эксплозивном на островных дугах. И это связано, конечно, с совершенно различным флюидным режимом. Океанические магмы образуются при простом плавлении мантийного вещества. В орогенном же режиме генерация магмы стимулируется газовой-флюидным потоком и этот поток сказывается на химических особенностях орогенных магм, обогащая ее целым рядом элементов и изменяя соотношение групп элементов.

Главное химическое различие океанических рифтовых и островодужных орогенных вулкаников заключается в соотношении двух групп элементов — когерентных и некогерентных, т. е. тех, которые переходят в расплав в результате простого селективного плавления, и тех, экстракция которых из ультраосновного мантийного субстрата осуществляется с помощью газовой-жидких флюидов. В океанических базальтах всегда достаточно велико содержание всех когерентных элементов: Ti, Zr, V, Cr, Co, Ni. В островодужных базальтах содержание всех перечисленных элементов заметно снижено, но гораздо выше доля некогерентных. На всех диаграммах, где на осях фигурируют некогерентный и когерентный элементы тренды океанических и островодужных вулкаников оказываются разобщенными, причем орогенный тренд всегда смещен от океанического в сторону увеличения содержания некогерентного элемента и снижения когерентного.

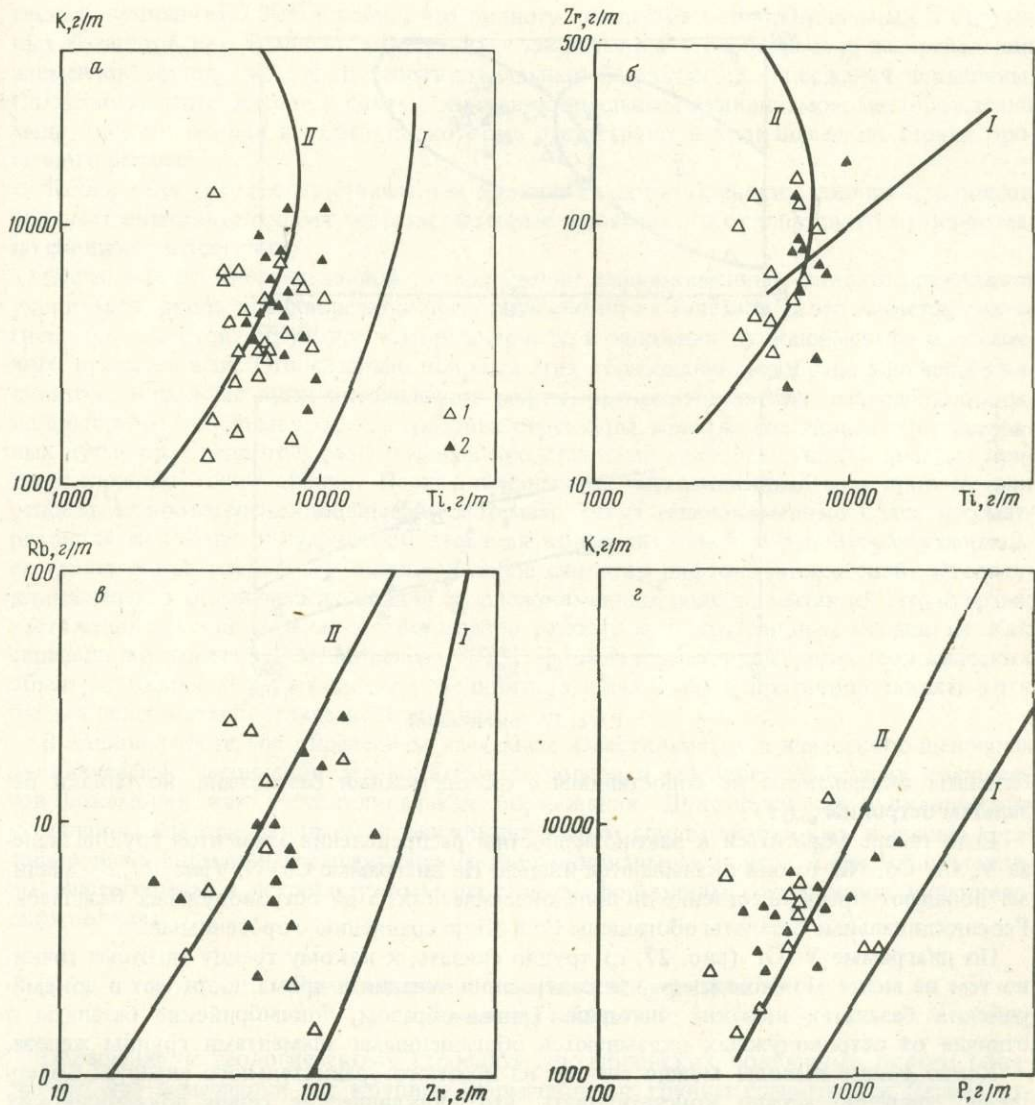
Возвращаясь к докембрийским вулканическим сериям геосинклинального режима, мы должны сказать следующее. Поскольку это метаморфизованные образования, то многие первичные их качества не могут быть восстановлены. Например, нельзя определить первичную структуру, оценить долю эффузивных и эксплозивных разностей, определить индекс эксплозивности. Наиболее объективный их параметр — это химический состав, и именно химизм докембрийских вулканических серий следует обдумать.

Уже данные силикатных анализов показывают, что везде в докембрийских вулканических сериях мы видим гомодромные ряды основных, средних и кислых пород с последовательным изменением их состава. С увеличением кремнеземистости последовательно увеличивается общая щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), а содержание кальция падает. Изменения в вариациях этих компонентов всегда позволяют определить щелочно-известковый индекс. В большинстве случаев вулканические серии из нижних частей разрезов имеют высокий щелочно-известковый индекс — 65–60, а в завершающих вулканических сериях этот индекс снижается до 55–50. Как всегда в гомодромных сериях, с увеличением содержания кремнезема содержание железа и магния падает, глинозема остается почти на одном уровне, содержание щелочных элементов и циркония увеличивается, а элементов группы железа уменьшается.

Обратимся к геохимическим диаграммам и сравним прежде всего основные породы — базальты зеленокаменных и гранулитовых комплексов с современными рифтогенными и орогенными базальтами.

На диаграммах прежде всего можно заметить, что точки докембрийских базальтов не выстраиваются в какие-то четкие и ясные трендовые линии. Они располагаются большими распылчатыми полями. Тем не менее можно сделать некоторые выводы о том, около какого тренда располагаются поля точек и какие преимущественные содержания и соотношения элементов характерны для геосинклинальных базальтов.

Если обратиться к диаграмме K—Ti (рис. 27, а), то можно заметить, что точки докембрийских базальтов формируют поле вокруг тренда островодужных базальтов. Попадают они и в промежуточную область между трендами, но никак не достигают океанического рифтового тренда. Отсюда определенно можно сделать вывод, что если

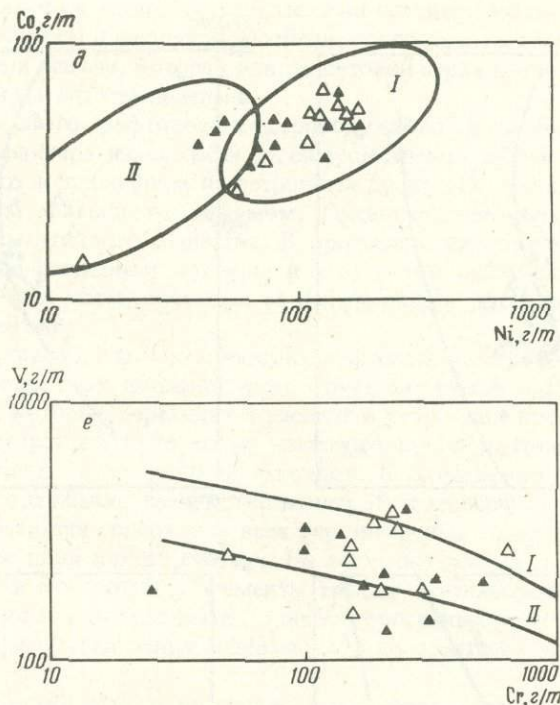


Р и с. 27. Корреляционные диаграммы для базальтов докембрийских подвижных поясов: калий – титан (а); цирконий – титан (б); рубидий – цирконий (в); калий – фосфор (г); кобальт – никель (д); ванадий – хром (е)

1, 2 – комплексы: 1 – зеленокаменные, 2 – гранулитовые; I, II – тренды современных базальтов: I – океанических, II – островодужных

для океанических базальтов характерна высокая титанистость, то в гес синклинальных базальтах титанистость ниже и по распределению титана океанические и геосинклинальные базальты не сопоставимы. Этот же вывод подтверждается на диаграмме Zr–Ti (рис. 27, б), где точки докембрийских базальтов концентрируются вокруг островодужного, а не океанического тренда. Титанистость геосинклинальных базальтов ниже, чем океанических.

На диаграммах Rb–Zr и K–P (рис. 27, в, г) можно видеть, что при весьма широких вариациях в содержаниях Zr, Rb, K и P точки докембрийских базальтов образуют широкие поля вокруг островодужных трендов и не достигают океанического тренда. Таким образом, по распределению щелочных элементов, P, Zr и Ti докембрийские



Р и с. 27 (окончание)

базальты оказываются не сопоставимы с океаническими базальтами, но близки базальтам островных дуг.

Если теперь обратиться к закономерностям распределения элементов группы железа V, Cr, Co, Ni, то они оказываются иными. На диаграмме Co—Ni (рис. 27, д) анализы попадают преимущественно в поле океанических, а не островодужных базальтов. Геосинклинальные базальты обогащены Co и Ni по сравнению с орогенными.

По диаграмме V—Cr (рис. 27, е) трудно сказать, к какому тренду тяготеют точки, но тем не менее можно видеть, что содержания ванадия и хрома достигают в докембрийских базальтах высоких значений. Таким образом, докембрийские базальты в отличие от островодужных оказываются обогащенными элементами группы железа.

Какие общие выводы можно сделать из краткого сравнительного анализа? Совершенно уверенно можно констатировать, что вулканические серии докембрийских зеленокаменных поясов и гранулитовых комплексов нельзя считать океаническими и соответственно такие докембрийские структуры нельзя относить к палеорифтовым. Титанистость докембрийских базальтов никогда не достигает столь высоких значений, которые характерны для базальтов рифтов.

По распределению титана, циркония, фосфора, щелочных и щелочноземельных элементов докембрийские геосинклинальные базальты сходны с базальтами островных дуг и активных континентальных окраин. Поскольку повышенные содержания щелочных, щелочноземельных и редкоземельных элементов в островодужных базальтах связаны с влиянием мощного флюидного потока, то напрашивается вывод, что геосинклинальный вулканизм также стимулируется газово-флюидным потоком глубокой дегазации мантии.

Сходство геосинклинального и орогенного вулканизма в отношении геохимии литофильных элементов представляется естественным, так как их магматизм стимулируется одинаковой причиной, а именно: импульсами флюидных потоков из очень глубоких недр Земли.

Гораздо труднее объяснить разницу химических составов геосинклинальных и оро-

генных вулканитов. Установлено, что полного тождества геосинклинальных и орогенных базальтов нет. Различия между ними заключаются в особенностях распределения элементов группы железа. В геосинклинальных базальтах их содержания повышены. Следствием этого является связь с эвгеосинклинальным вулканизмом месторождений меди, золота, никеля и кобальта, которые отсутствуют в вулканических сериях орогенного режима.

Таким образом, геосинклинальный вулканизм докембрийских подвижных поясов обладает индивидуальными чертами, которые отличают его от рифтового вулканизма, но сближают с орогенным.

Обращаясь к многочисленной литературе по зеленокаменным поясам, приходится удивляться, сколь противоречивы представления об их генезисе. И это касается геологических объектов, структура которых проста, а эволюция вулканического и осадочного процесса ясна. Относительно природы этих образований разобрано множество вариантов: островные дуги, океанические рифты, ортогеосинклинали, палеоавлакогены, шовные зоны, линейные грабены, троговые структуры, краевые бассейны в тылу островных дуг и т.д. Среди этих разноречивых представлений наиболее существенны две противоположные точки зрения. Первая признает их эвгеосинклинальную природу или относит к протогеосинклинальным системам. Тогда зеленокаменные пояса рассматриваются как конструктивные образования континентальной коры. Вторая утверждает генетическое единство и принципиальное сходство рифтов, авлакогенов, эвгеосинклинальных и океанических впадин и зеленокаменных поясов, считая их структурами растяжения земной коры и соответственно относит к деструктивным элементам. Как справедливо замечает В.М. Моралев [1975], формационные ряды таких геологических объектов различны и их надо не объединять, а обособлять и противопоставлять хотя бы для целей металлогенического анализа.

В данной работе мы определяем начальные известковистые и известково-щелочные вулканические ассоциации зеленокаменных поясов и гранулитогнейсовых комплексов докембрия как геосинклинальные образования. Докембрийские вулканические комплексы мы приравниваем к геосинклинальным спилит-диабазовым и спилит-кератофировым формациям фанерозойских геосинклинальных поясов и противопоставляем рифтогенным и островодужным орогенным формациям современных вулканических поясов.

Гранитоидные плутонические формации подвижных поясов

Обращение к геологическому строению докембрийских подвижных поясов показывает, что намечаются две крупные формационные группы гранитоидов. Первая отвечает ранним этапам развития подвижного пояса. Это плутонические массы так называемых серых гнейсов, тоналитов и трондьемитов, гранодиоритов и плагиигранитов. Время их образования оказывается синхронным с начальными вулканическими сериями, т.е. тесно связано с вулканизмом и обусловлено интрузивной деятельностью ювенильной подкоровой магмы. Вторая группа калиевых гранитоидных комплексов отвечает поздним орогенным стадиям развития подвижных поясов. Формирование этой группы гранитов тесно связано со складчатостью, региональным метаморфизмом, превращающим подвижную область в ороген. Это синорогенные настоящие граниты, состав которых наиболее близок к легкоплавкой гранитной эвтектике. Такие граниты возникли анатектическим путем, когда под воздействием глубинных ювенильных эманаций происходит плавление низов сиалической коры. Остановимся подробнее на этих группах.

Как известно, в докембрийских подвижных поясах наряду с хорошо стратифицируемыми осадочно-вулканогенными комплексами обнаруживаются огромные и монотонные массы гранитоидного облика, состав которых отвечает тоналиту, трондьемиту или плагииграниту. Обнаружение в составе раннеархейских образований Гренлан-

дии, Лабрадора и Южной Африки тоналитовых масс с возрастом 3,5 млрд. лет и более привлекло к ним особо пристальное внимание в связи с вопросом образования первичной земной коры. Таким образом сформировалась проблема так называемых серых гнейсов как первично-коровых образований древнейшего времени.

Наиболее достоверно установлены древнейшие комплексы серых гнейсов в Западной Гренландии — гнейсы Амитсок и Нук, на Лабрадоре — гнейсы Уивак, в США, штате Миннесота — гнейсы Мортон и Монтевидео и комплексы тоналитовых гнейсов Южной Африки. Совершенно такие же образования древнейших серогнейсовых комплексов установлены сейчас на всех шитах. Это формация первично-коровых гранитов Кольского полуострова, олигоклазовые плагииграниты Карелии, плутонические массы серых гнейсов Анабарского и Алданского щитов, приднепровские граниты Украинского щита, плагиигнейсы Омолонского массива и др.

В дискуссии о генезисе серых гнейсов были высказаны самые разные предположения об их плутонической интрузивной природе, вулканическом и даже осадочном происхождении. Автор, выступая на геологических симпозиумах, посвященных серым гнейсам, высказался за то, что докембрийская формация серых гнейсов есть не что иное, как прямой аналог начальных габбро-плагиигранитных формаций фанерозойских складчатых систем. Но такая идея не встретила отклика среди слушателей, так как таким образом снималась вся докембрийская уникальность серых гнейсов и проблема специфической ранней коры континентов. Тем не менее автор убежден и сейчас, что в формации докембрийских серогнейсовых комплексов мы имеем прямое подобие начальных плутонов габбро-гранитной формации.

В геологическом плане комплексы серых гнейсов слагают крупные однородные массы в нижнем структурном этапе гранит-зеленокаменных или гнейсово-гранулитовых областей или чаще встречаются как реликтовые, более древние участки внутри полей плагии-микроклиновых гранитов. Внутри серых гнейсов в небольшом количестве встречаются фрагменты амфиболитов или расплывчатые, теневые участки меланократовых пород. Наличие основных пород, с одной стороны, и кварцсодержащих — с другой, при отсутствии промежуточных разностей заставляет исследователей говорить о бимодальном составе серых гнейсов.

Серые гнейсы включают в себя такие главные минералы, как кварц (25–35%), кислый плагииоклаз олигоклазового или андезитового состава (40–60%), небольшие количества (5–10%) темноцветных минералов — биотита, амфибола, аксессуарных — сфена, апатита, циркона, ортита. Калишпат присутствует в антипертитовых востках в плагииоклазе. Если серые гнейсы претерпели гранулитовый метаморфизм, то в них появляются пироксены и гранат. Говоря о минеральной структуре серых гнейсов, следует сказать, что это неравномернозернистые, средне- и грубозернистые, гнейсированные породы с прерывисто-струйчатым распределением темноцветных минералов. Степень гнейсирования различна, от массивных до сланцеватых на контактах породах. Очень важно отметить, что полосчатых текстур серые гнейсы не имеют.

Наиболее типичные объекты серых гнейсов выделяются в гранит-зеленокаменных областях, где они могут занимать до 70% всей площади. В сильно метаморфизованных площадях гранулитовой фации серогнейсовые комплексы обособляются с большим трудом. Внутри гранулитовых комплексов серогнейсовые плутоны выделяются как изометричные или вытянутые массы неслоистых, нестратифицируемых пород тоналитового, трондемитового или гранодиоритового состава и должны противопоставляться слоистым, стратифицируемым разрезам, где эндербиты и гранулиты тонко переслаиваются с основными кристаллическими сланцами.

В наименее метаморфизованных гранит-зеленокаменных областях соотношения серогнейсовых комплексов с вулканическими толщами и поздними калиевыми гранитами сложны и редко поддаются детальной расшифровке. Складчатость, дизъюнктивная тектоника, многократность внедрения гранитов, многоактный рост куполов со сменой генераций тоналитовой магмы более поздними плагиимикроклиновыми и микроклиновыми гранитами определяет сложный стиль внутренней структуры гранит-

зеленокаменных областей. Имеющиеся геологические соотношения плутонов тоналитов и осадочно-вулканогенных разрезов крайне спорны. Серые гнейсы рассматриваются то как фундамент зеленокаменных впадин, то как интрузивные плутоны и интрузии, секущие нижние коматиит-базальтовые части вулканических разрезов. Обстановка осложняется тем, что поздние калиевые граниты внедряются в пограничные зоны между плутонами серых гнейсов и осадочно-вулканогенными разрезами и полностью затушевывают их геологические соотношения.

Целый ряд исследователей (И.Д. Батиева, Б.С. Лобач-Жученко и др.) объединяют плутонические массы ранних плагиигранитов и гранодиоритов с вулканическими сериями в единую вулcano-плутоническую ассоциацию серых гнейсов. Автор не отрицает, более того, настаивает на одновременности формирования ранних плутонов и вулканических образований, но считает, что формацию серых гнейсов следует обособить как чисто плутоническую. Ее нельзя объединять с вулканическими сериями в единый комплекс. Хотя породившая их магма относится к типу известковистой и известково-щелочной магмы, но состав плутонов и вулканитов имеет существенные различия. Если вулканические серии, как правило, оказываются непрерывными от основных к средним и кислым разностям, то плутоническая серогнейсовая формация оказывается бимодальной, а состав ее кислых членов не идентичен таким же по кремнеземистости вулканитам.

В целом состав серогнейсовой формации гранитоидный. Это лейкократовые кварц-полевошпатовые породы, анализы которых показывают высокое содержание (более 72%) кремнезема, но часто количество кремнезема снижено, колеблясь в пределах 63–69%. Глинозема несколько больше 15%, а Na преобладает над K.

Если количество CaO повышено (больше 2,5%), то такие породы надо относить к тоналитам, если понижено, то к трондьемитам. Для серых гнейсов несколько повышены содержания Mg, Fe и малых элементов группы железа, зато они обеднены Y, тяжелыми редкоземельными элементами. Повышенные содержания Sr и P свидетельствуют о том, что это никак не дифференциаты базальтовой магмы, а самостоятельные подкоровые расплавы. Низкие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равные 0,699–0,701 [Moorbarth, 1978], свидетельствуют об эндогенной, мантийной природе серых гнейсов.

В большинстве регионов мира выясняется, что серые гнейсы отнюдь не столь одинаковы, как это казалось сначала. Помимо сильноизвестковистой, малокалиевой группы тоналитов и трондьемитов, о химической характеристике которой сказано выше, имеется и другая, нормальная группа бимодальных гнейсов пониженной кремнеземистости, в которой количество K почти равно количеству Na. По своему составу они приближаются к гранодиоритам. Такие плутонические породы нормальной серии описаны в комплексе гнейсов Амитсок [Lambert, Holland, 1976] и среди серых гнейсов Свазиленда [Hunter et al., 1978]. Есть регионы, где второй гранодиоритовый тип серых гнейсов абсолютно преобладает, это плутон Далмейн в Свазиленде, батолитовый купол Йоганнесбург в Претории, батолит Луис-Лейк в Вайоминге и др. На Анабарском щите плутоны серых гнейсов относятся к гранодиоритовому типу. Появление таких почти нормальных гранитоидных пород нередко интерпретируется как результат коровой переработки и ремобилизации, но заметим, что в серых гнейсах нормальной серии соотношение изотопов стронция также очень низкое. Соответственно это гранитоидные породы эндогенного мантийного происхождения. В сложных телах наблюдается последовательность становления от ранних известковистых тоналитовых серых гнейсов к щелочно-известковистым разновидностям гранодиоритового состава.

Нам представляется, что плутонические образования известковистой тоналитовой серии и плутоны известково-щелочной гранодиоритовой серии внедряются самостоятельно и последовательно друг за другом, так же как и параллельные им вулканические серии известковистого и известково-щелочного состава. Самая ранняя известковистая магматическая серия формирует самые ранние плутоны тоналитов и трондьемитов или плагиигранитов, а известково-щелочная магма порождает плутонические массы более щелочных гранодиоритов вплоть до кварцевых монцонитов.

Таким образом, имеющиеся материалы указывают на несомненно первично-магматическое, плутоническое происхождение самых ранних гранитоидных формаций геосинклинальных подвижных поясов. Архейские плутоны и батолиты в основном внедрялись под действием вертикальных сил, о чем свидетельствует их пространственная структура и крутые контакты. Намечаются две серии ранних гранитных плутонов: малокалиевая известковистая серия плагιοгранитного или тоналит-трондьемитового состава и нормальной калиевости известково-щелочная серия гранодиоритового состава. Эти серии оказываются параллельными таким же известковистым и известково-щелочным сериям вулканических пород. Ниже будет показано химическое сходство ранних плутонов докембрийских подвижных поясов с габбро-плагιοгранитной формацией фанерозойских подвижных поясов.

Орогенный этап формирования докембрийских подвижных поясов характеризуется появлением гранитных плутонических серий водонасыщенных калиевых гранитов. Это биотитовые, двуслюдяные олигоклаз-микроклиновые граниты. Их магма близка к гранитной эвтектике, такой гранит П. Эскола называл "идеальным", для них нет параллельных серий вулканических пород.

Калиевые граниты слагают мелкие, средние и крупные тела и плутонические массы неправильной формы, называемые гранитными батолитами. Многие батолиты имеют куполообразную форму, которая осложняется провесами кровли и ветвящимися полосами вмещающих слоистых толщ. Контакты гранитов с вмещающими породами чаще всего согласные и постепенные, реже — резкие и несогласные. Известны достаточно однородные гранитные массивы и, наоборот, сложные батолиты, состоящие из многих разновидностей кислых гранитоидных пород, включающих в себя реститы более ранних плагιοгранитов и реликты более древних образований фундамента подвижной области.

Если обратиться к рассмотренным выше подвижным поясам отдельных континентов, то орогенные микроклиновые граниты образуются на заключительных этапах формирования подвижных поясов. Так, для известного района Годхоба в Западной Гренландии это будут граниты Коркут с возрастом 2,6 млрд. лет. Синхронные им граниты на Канадском щите относятся к кеноранской орогенической фазе. В провинции оз. Верхнее они формируют обширные синкинематические гранитные плутоны и малые интрузии. В Индии граниты батолита Клоспет того же возраста (2,6 млрд. лет) образуются при переплавлении гнейсов основания.

В Южной Африке на Каапвальском кратоне к поздним орогеническим гранитам относится мигматитовый комплекс Нелспрейт, который переходит в батолит Лочил и гранитоидные массивы Худ.

На Балтийском щите можно выделить орогенные гранитоиды всех подвижных поясов. Для наиболее древнего Саамского пояса им соответствуют плагιο-микроклиновые гранитоиды Мурманского блока. Позднеорогенные граниты занимают здесь огромные площади. Не менее обширные массы микроклиновых гранитов характерны и для следующей Беломорско-Докарельской подвижной области. Эти граниты синкинематичны с ребольской фазой складчатости и имеют возраст 2,6 млрд. лет. Селецкая фаза орогенной магматической активизации характеризуется своими микроклиновыми гранитами. Свеккофонские орогенические граниты с возрастом 1,8 млрд. лет формируют огромные плутоны в Центральной Финляндии и очень детально изучены финскими геологами. Готский и Дальсландский подвижные пояса несут огромные массы поздних гранитов.

Калиевые граниты образуются во время главного этапа орогенных движений и складчатости подвижного пояса. Формация калиевых гранитов и их мигматитов отличается от ранних геосинклинальных гранитных формаций по составу и времени формирования и не образует с начальными гранитами единого ряда пород. Эти два формационных типа гранитов принадлежат к различным стадиям развития подвижных поясов и разделены этапом инверсии и частичной консолидации подвижной области. Калиевыми гранитами и их мигматитами завершается магматизм подвижных поясов.

Во всех случаях орогенные граниты имеют близкий котектический состав. Для них характерно равное соотношение или преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом, высокое содержание кварца (выше 30%), бедность темноцветными минералами, повышенные содержания щелочных элементов — калия, рубидия, бария, низкое калий-рубидиевое отношение, пониженные содержания стронция и циркония, высокое первичное отношение изотопов стронция, большая водонасыщенность и поэтому минимальная температура плавления. Собственно поэтому они всегда ассоциируют с метаморфическими породами амфиболитовой фации и могут считаться ультраметаморфическими производными амфиболитовой фации.

Близость, почти одинаковость состава орогенных калиевых гранитов на огромных пространствах и в разных зонах и этажах подвижных поясов не позволяет считать их продуктом простого плавления сиалических слоистых комплексов фундамента. Гранитный орогенный магматизм всегда протекает на фоне региональных поднятий и связан с восходящими потоками ювенильных подкорковых флюидов. При определении генезиса этих гранитов наиболее приемлема петрогенетическая концепция мантийного источника флюидов, несущих щелочные и кислотные компоненты в разные субстраты нижних частей коры, плавление этих субстратов и миграции фронта расплавления вверх из одних субстратов в другие. Под действием мантийного флюидного раствора происходит процесс магматического замещения метаморфических кристаллических комплексов. Учитывая однообразный и выдержанный состав орогенных гранитоидов и их независимость от состава слоистых метаморфических толщ, следует думать, что петрохимические и геохимические особенности гранитов определяются именно мантийной, а не коровой составляющей.

Формационный анализ гранитоидных магматических комплексов фанерозойских подвижных поясов разработан в нашей стране и связан с именами таких исследователей, как Э.П. Изох, П.В. Ермолов, Э.Г. Конников, Г.Л. Добрецов, Г.Б. Ферштатер, Н.С. Бородина, А.Н. Леонтьев, Б.А. Литвиновский и др. Внимательное чтение работ этих исследователей и анализ материалов и выводов показывает, что для фанерозойских подвижных поясов тоже следует говорить о двух крупных формационных группах: начальных гранитных сериях, ассоциирующих с вулканитами геосинклинальной стадии, и поздних плутонических гранитах орогенных этапов развития подвижных поясов.

Так, Г.Б. Ферштатер и Н.С. Бородина [1975] на примере Урала выделяют два типа гранитоидов: вулcano-плутонический, бедный водой, и плутонический, водный. Первый тип гранитов имеет габбро-гранитный, тоналит-гранодиоритовый и адамеллит-гранитный состав и сопровождается комагматичными эффузивами. Это высокотемпературные сухие и маловодные гранитные серии. Второй тип отвечает чисто плутонической формации низкотемпературных анатектических гранитных магм, лишенных эффузивных спутников и локализующихся в гипабиссальных условиях в тесной связи с зонами регионального метаморфизма амфиболитовой фации.

Начальные гранитные серии габбро-плагиогранитной, тоналит-гранодиоритовой и адамеллит-гранитной групп являются бимодальными, в качестве ранних членов в них присутствуют габброиды. В габброидах соотношение Са, Mg и Fe почти постоянно и отвечает габброидной котектике клинопироксена, ортопироксена и плагиоклаза. Соотношение кварца и калишпата в гранитах тоже постоянно и отвечает гранитной котектике, т.е. в габбро-гранитных сериях мы имеем дело с существованием двух котектических расплавов — основного и кислого.

Аналогичным образом П.В. Ермолов [1973] на примере Казахстана выделяет два главных формационных типа гранитоидов. Первый формационный тип отвечает высокотемпературным гранитам, сочетающимся с вулканическими породами. Граниты тесно ассоциируют с габброидами, формируя сложные габбро-гранитные, габбродиорит-гранитные и сиенит-гранитные комплексы и серии. Такие граниты образуются из сухих перегретых силикатных расплавов. В многофазных ассоциациях снижается количество темноцветных минералов, падает основность плагиоклаза, увеличивает-

ся количество кварца и калишпата, нарастает общая щелочность, понижается известковистость и железистость. Поздние граниты многофазных массивов приобретают признаки низкотемпературных гранитов. Второй формационный тип — это низкотемпературные водонасыщенные гранитные плутоны. Образуются они в позднеорогенную фазу. Они не ассоциируют с вулканитами, в них нет габброидов и диоритов. Такие граниты слагают залежи, лакколиты, диапир-плутоны, встречаются в виде штоков и трещинных интрузий. Строение плутонов простое при устойчивости состава пород с явным преобладанием слюдяных гранитов эвтектоидного типа с тенденцией усиления лейкократовости во времени. Жильная фация очень разнообразна — это граниты, аплиты, пегматиты.

Геология и петрология ранних габбро-гранитных серий Восточного Казахстана и Зайсанской складчатой области очень подробно рассмотрены в двух работах [Конников и др., 1977; Ермолов, 1973]. Габбро-гранитные серии приурочены к положительным структурам и поднятиям. По времени своего образования они отвечают геосинклинальному этапу и являются более ранними образованиями, чем чисто гранитные батолиты, от которых их отделяет большой промежуток времени. Все габбро-гранитные серии бимодальны, на вариационных графиках отдельных серий намечаются пики встречаемости габбро и гранитов, например, при следующих значениях кремнезема: 47 и 67, 57 и 67, 47 и 72, 47 и 63, 47 и 72. Габброидные члены представлены полнокристаллическими габбро, по составу близкими к высокоглиноземистому толеиту. Собственно гранитные серии начинаются с тоналитов или кварцевых диоритов и заканчиваются плагιοгранитами или нормальными известково-щелочными гранитами. Габбро-гранитные серии гомодромны, но прерывисты по своему составу. На вариационных диаграммах все химические элементы варьируют отдельно для габбро и гранитных серий с дискретным распределением, так как промежуточные члены между габбро и диоритами отсутствуют. Типичная вариационная диаграмма (рис. 28) приводится для Иртышского габбро-плагιοгранитного комплекса.

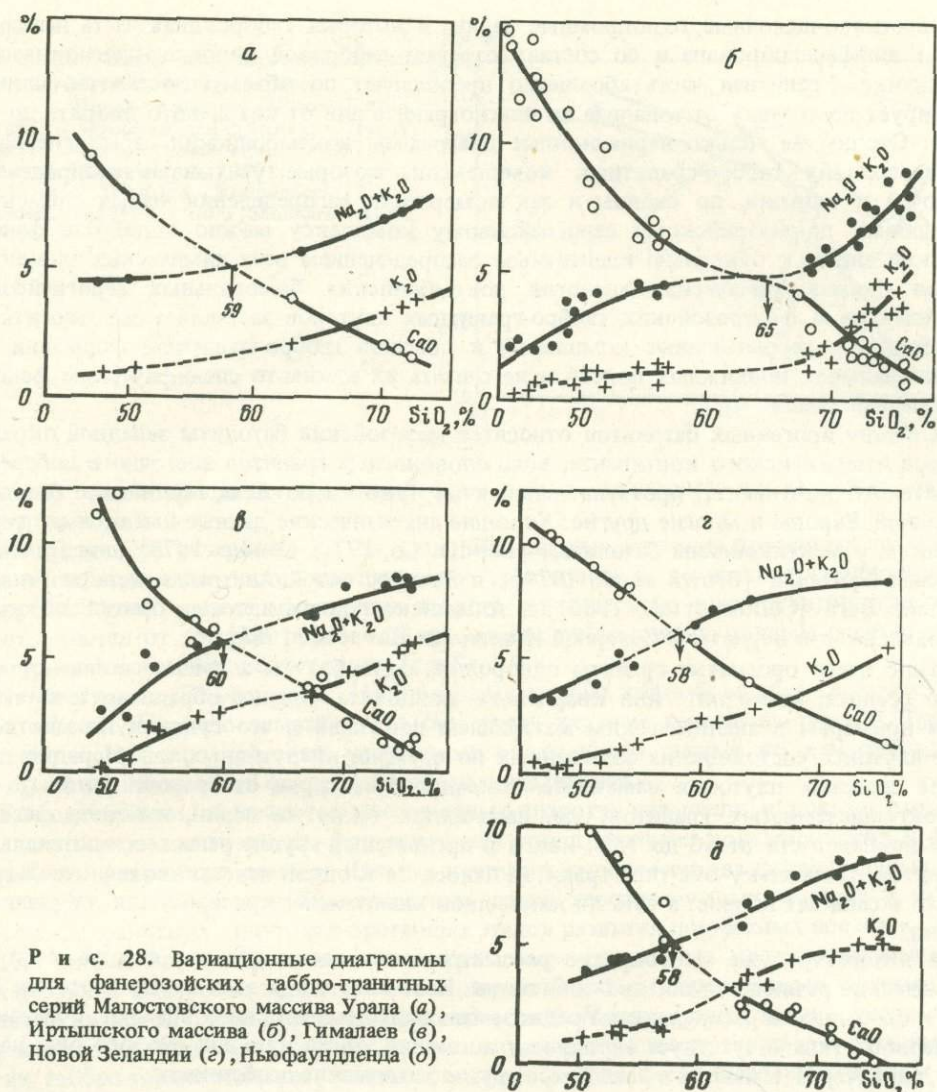
В зарубежной литературе широкое распространение получило деление гранитоидов складчатых областей на два типа: мантийных дериватов, или *I*-тип (igneous), и коровых дериватов, или *S*-тип (sediment) [Chappell, White, 1974; Pitcher, 1979].

Первый тип мантийного происхождения распространен, например, в мезозойских Андах. Граниты ассоциируют с существенными объемами габброидов и по времени формирования синхронны с андезитовым вулканизмом. По составу это широкая группа пород от тоналитов к гранодиоритам и настоящим гранитам, которые отличаются низкими (мантийными) соотношениями изотопов стронция.

Второй тип образуется при переплавлении осадочных образований геосинклинальной области. Характерен, например, для герцинского пояса Западной Европы. Основные формы это плутоны-диапиры среди сложного комплекса метаморфизованных пород. Эта существенно гранитная группа, менее растянутая по составу, чем предыдущая, не сопровождается вулканитами и отличается высокими (коровыми) соотношениями изотопов стронция (более 0,7060). Выделенные два типа хотя и принадлежат к одинаковому известково-щелочным сериям, но отличаются по своим петрохимическим и геохимическим параметрам и связанной с ними рудной минерализацией. Так, с первыми гранитами связаны рудопроявления меди, молибдена; со вторыми — олова.

В зарубежной геологической литературе имеются примеры детальных исследований габбро-гранитных плутонов с подробной петрохимической и геохимической характеристикой.

Так, в Новой Зеландии описан габбро-гранитный комплекс в составе вулканогенно-плутонической провинции о-ва Южного [Price, Sitton, 1978]. Возраст гранитов юра—пермь. Габброидная часть представлена норитами, габбро и ультрамафическими куммулятами. Гранитная часть начинается диоритами, кварцевыми диоритами и кончается высококремнеземистыми гранитами. Вариационная диаграмма (см. рис. 28) показывает, что это щелочно-известковая серия с индексом 58. Для Центрального



Р и с. 28. Вариационные диаграммы для фанерозойских габбро-гранитных серий Малостовского массива Урала (а), Иртышского массива (б), Гималаев (в), Новой Зеландии (г), Ньюфаундленда (д)

Ньюфаундленда описан бимодальный габбро-гранитный комплекс силуро-девонского возраста [Strong, Dupuy et al., 1982]. В Гималаях исследована бимодальная габбро-гранитная формация пермо-триасового возраста [Honegger et al., 1982]. Позднекембрийский габбро-диорит-гранитный плутон известен в вулканическом поясе пустынь Египта [Engel et al., 1981]. Для Альпийского подвижного пояса можно найти пример габбро-гранитного массива Адамелло третичного возраста в Северной Италии [Dupuy et al., 1982].

Для всех фанерозойских габбро-гранитных серий характерна бимодальность распределения. Отчетливо выделяется габбровая группа пород и гранитная кислая без промежуточных разновидностей. Можно обнаружить малокалиевые существенно известковистые серии, которые начинаются с тоналитов и трондьемитов и продолжаются плагиогранитами, и, наоборот, серии с нормальным содержанием К. Это известково-щелочные серии, в которых собственно гранитный ряд начинается с кварцевых диоритов и кончается нормальными гранитами.

Можно заметить, что докембрийские комплексы древних серых гнейсов подобны фанерозойским габбро-гранитным сериям. Это такие же бимодальные известковые

и известково-щелочные гомодромные серии, в которых габброидная часть невелика, слабо дифференцирована и по составу отвечает габбровой пироксен-плагноклазовой котектике. Гранитная часть абсолютно преобладает по объему, достаточно широко варьирует по составу от тоналита до плагногранита или от кварцевого диорита до гранита. Сходны не только вариационные диаграммы докембрийских серых гнейсов и фанерозойских габбро-гранитных комплексов, которые учитывают распределение щелочей и кальция, но сходны и закономерности распределения малых элементов. К любому докембрийскому серогнейсовому комплексу можно подобрать фанерозойский аналог с буквально идентичным распределением всех химических элементов. Такая прямая химическая аналогия докембрийских бимодальных серогнейсовых комплексов и фанерозойских габбро-гранитных плутонов заставляет нас относить докембрийские серогнейсовые комплексы к обычной габбро-гранитной формации геосинклинальных подвижных поясов и не считать их каким-то специфическим феноменом ранней Земли.

К S-типу орогенных батолитов относятся мезозойские батолиты западной окраины Северо-Американского континента, пояс оловоносных гранитов восточного побережья Азиатского континента, протягивающийся от Чукотки до Явы, герцинские батолиты Западной Европы и многие другие. Хорошие аналитические данные имеются по американским и мексиканским батолитам [Condie, Lo, 1971; Condie, 1978], для Дунского массива Британии [Brown et al., 1979]; в Юго-Восточной Австралии детально описан батолит Бега [Collins et al., 1982], в Альпийском поясе известен орогенный олигоценый массив Вердетто в Северной Италии [Bellini et al., 1981].

Чаще всего орогенные граниты однородны, однообразны и имеют состав нормального гранита, адамеллита или кварцевого монзонита. Однако обращение к конкретным примерам и аналитическим материалам показывает, что существуют многофазные плутоны, состоящие из сближенных по времени интрузивных тел. Нередко в составе сложных плутонов намечаются гомодромные серии от гранодиоритов до высококремнеземистых гранитов, т.е. намечаются такие же серии, изменяющиеся по кремнеземистости от 60 до 75%, как и в предыдущей группе раннегеосинклинальных гранитов. Поскольку оба типа гранитов относятся к одной известково-щелочной группе, то возникает вопрос: а есть ли какие-либо химические критерии для их распознавания?

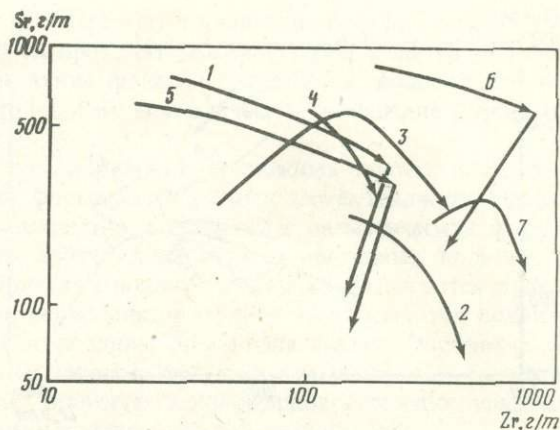
В литературе уже многократно рассматривались геохимическая специфика и геохимические различия гранитов I- и S- типов. Известно, что у этих групп изотопия Sr и O₂ и особенности распределения редкоземельных элементов не совпадают, в частности у первого типа отсутствует европиевая аномалия, тогда как для второго она, наоборот, характерна. Имеются и некоторые другие химические особенности.

Просмотрев много гомодромных серий гранитных рядов геосинклинальных и орогенных гранитов, можно увидеть следующее. С увеличением кремнеземистости в гранитных сериях подавляющее число химических элементов ведет себя однотипно. Содержание щелочных элементов K, Rb, Cs, Ba всегда последовательно увеличивается: а Ti, P, Mg, Fe, Mn и элементов группы железа последовательно уменьшается. И только Sr и Zr ведут себя по-разному. С увеличением кремнеземистости гранитоидных пород содержание стронция может как возрастать, так и падать. Содержание циркония в рядах габбро-гранитных серий всегда увеличивается, а в орогенных диорит-гранодиорит-гранитных рядах, как правило, уменьшается. Поэтому именно на примере этих элементов можно показать различия формационных типов гранитов.

На диаграмме Zr-Sr (рис. 29) показаны тренды распределения этих элементов в гомодромных рядах габбро-гранитных формаций фанерозойских подвижных поясов. От средних к кислым членам всегда наблюдается последовательное уменьшение количества Sr и увеличение Zr. Иногда содержание Sr может сначала увеличиваться, но потом неизменно падает на фоне увеличения содержания Zr. Можно заметить, что иногда самые поздние и кислые члены гранитов оказываются оторванными от общего тренда, в них резко падает содержание и Zr, и Sr. Здесь надо вспомнить, что в многофазных

Р и с. 29. Тренды для геосинклинальных габбро-гранитных серий фанерозоя

1 — Новая Зеландия [Price, Sinton, 1978]; 2 — Ньюфаундленд [Strong, Dupuy, 1982]; 3 — Египет [Engel et al., 1981]; 4 — Аппалачи [Albuquerque, 1979]; 5 — Алеуты [Perfit et al., 1980]; 6 — Кордильеры [Tarney, Saunders, 1979]; 7 — Чили [Saunders et al., 1979]



плутонах самые последние гранитные фазы уже не отличаются от калиевых орогенных гранитов.

На следующей диаграмме Zr—Sr (рис. 30) показаны тренды орогенных гранитных батолитов, имеющие достаточно широкую гомодромную серию от гранодиоритов к гранитам. Можно видеть, что тренды второго генетического типа гранитов существенно отличаются от трендов первого. В них всегда от средних к кислым членам последовательно уменьшается содержание Zr и Sr.

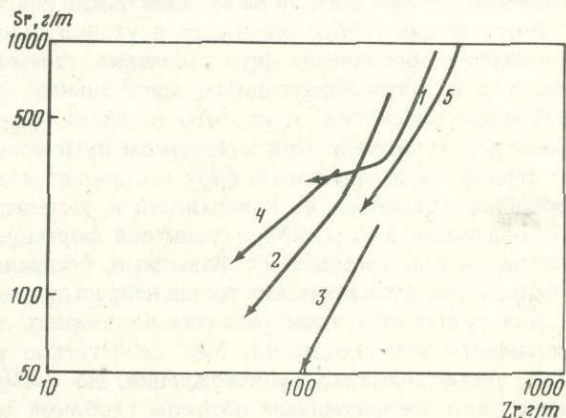
На диаграмме Zr—Sr (рис. 31) показаны тренды докембрийских серогнейсовых комплексов. Нетрудно заметить, что они такие же, как тренды на рис. 29. Тренды докембрийских серогнейсовых комплексов оказываются такими же, как тренды габбро-гранитных формаций фанерозойских геосинклиналей.

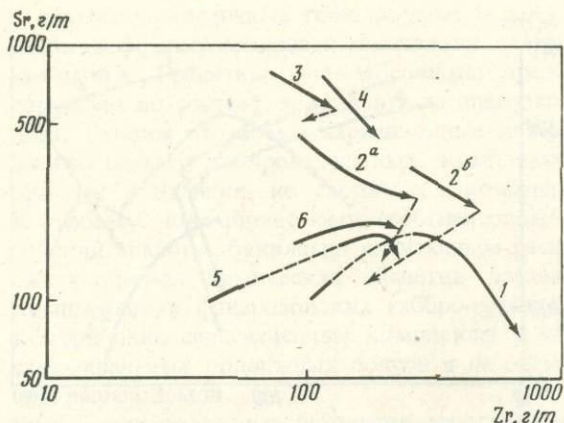
Таким образом, намечаются несомненные аналоги, параллели и прямое сходство начальных и заключительных формационных групп гранитов докембрийских и фанерозойских подвижных поясов. Для тех и других выделяется два формационных типа гранитоидов: начальных габбро-гранитных серий геосинклинального этапа и заключительных гранитных плутонов орогенных этапов развития подвижных поясов.

Для начальных габбро-гранитных серий геосинклинальных подвижных поясов в докембрии и фанерозое характерна ассоциированность с непрерывными сериями вулканических пород базальт-андезит-дацитового ряда. Можно заметить, что сильноизвестковистым вулканическим сериям соответствуют тоже известковистые плутонические серии габбро-тоналит-плагиогранитного состава, а известково-щелочным сериям вулканитов такие же известково-щелочные плутонические серии габбро-гранодиорит-гранитов. Можно также заметить, что если в вулканических сериях преобладают анде-

Р и с. 30. Тренды для орогенных гранодиорит-гранитных серий фанерозоя

1 — США, батолит Луис-Лейк [Condie, Lo, 1971]; 2 — Новая Зеландия, батолит Лох-Дун [Brown et al., 1979]; 3 — Западная Австралия [Koble, Taylor, 1966]; 4 — Италия, массив Вердетто [Bellini et al., 1981]; 5 — Становой хребет, Чильчирский массив мезозойского времени [Кузьмин, Антонов, 1980]





Р и с. 31. Тренды докембрийских серогней-
совых комплексов

1 — Анабарский щит; 2а, 2б — Запад-
ная Гренландия, Амитсок: 2а — серия,
бедная калием, 2б — нормальная серия;
3 — Западная Гренландия, Нук; 4, 5 — Вос-
точный Лабрадор: 4 — Уивак I, 5 —
Уивак II; 6 — Канадский щит, Слейв (ар-
хейские гнейсы) [Jenner, Fryer, 1981]

зитовые разности, то в plutонических сериях соответствующие им по кремнеземистости породы отсутствуют.

Можно полагать, что геосинклинальный вулканизм и плутонизм обязаны внедрению магматических расплавов мантийного происхождения. Такие расплавы возникают при селективном плавлении мантийного вещества под действием потока мантийных флюидов. Автор полагает, что кислые магмы образуются не в результате кристаллизационной дифференциации основных расплавов, а в результате смещения базальтового расплава и мантийного флюида, несущего щелочные и кислотные элементы в сбалансированных соотношениях [Лутц, 1980]. По зонам глубинных разломов мантийный магматический материал проникает в земную кору и дает начало геосинклинальным вулканическим и плутоическим сериям. Встает естественный вопрос: в чем причина разделения известковистых и известково-щелочных мантийных магм на вулканические и плутоические дериваты, которые различаются между собой не только морфоструктурными формами, но так же и составом. В одних случаях это существенно кислые, гранитные плутоны, в других вулканические толщи непрерывных серий, существенно основные или средние по составу.

Ответ на этот вопрос может дать механизм вязкостной дифференциации [Персиков, 1981]. Оказывается, что, когда магмы флюидонасыщенны, то вязкость ультраосновных, основных и кислых расплавов низка и примерно одинакова. Такие флюидонасыщенные расплавы с равным успехом могут изливаться на поверхность. При дегазации расплавов вязкость базальтов увеличивается на один порядок, а гранитов — на три-четыре порядка. Граниты уже не способны достигать поверхности и формируют плутоны. Именно вязкостная дифференциация должна сказываться на разделении геосинклинальной области на вулканические пояса и гранитные плутоны.

В отношении габбро-гранитных плутонов следует предполагать, что еще на глубине происходит обособление двух расплавов, стремящихся к котектическим смесям плавящихся и кристаллизующихся минеральных фаз: основного расплава, близкого к габбровой котектике, и кислого расплава, стремящегося к низкоплавкому составу гранитной эвтектики. При длительном пути обособления таких расплавов они частично теряют свою флюидную фазу и становятся вязкими. При движении вверх они не способны изливаться на поверхности и застывают на некоторой глубине, формируя плутоические массы габбро-гранитной формации. Тогда как изначальные мантийные магмы, сильно насыщенные флюидами, беспрепятственно изливаются на поверхность и формируют вулканические толщи непрерывного базальт-андезит-дацитового ряда.

Для орогенного этапа развития подвижных поясов не характерно внедрение магм мантийного происхождения. Ему свойственно развитие магматических пород корового, анатектического происхождения. Но стимулируется это коровое магмообразование опять же флюидным потоком глубокой дегазации мантии. Речь идет о флюидах

очень глубинного происхождения уже не натровой, а калиевой специфики, еще более сухих и восстановленных. Такие флюиды проходят мантийное вещество, не вызывая его плавления. Но, проникая в кору, такие флюиды окисляются, водонасыщаются и вызывают метаморфизм коровых толщ и их магматическое замещение коровыми эвтектоидными гранитами.

Рассмотрев магматические фации докембрийских подвижных поясов и сравнив их с фанерозойскими магматическими формациями разных геотектонических режимов, мы видим, что есть несомненное сходство и аналогии в магматических формациях докембрийских и фанерозойских геосинклинальных и орогенных подвижных поясов. Как и в фанерозое, в докембрийских подвижных поясах выделяются вулканические и плутонические формации раннегеосинклинального этапа развития подвижных поясов и формации, относящиеся к поздним орогенным этапам. Изученные закономерности начального и конечного магматизма позволяют рассматривать магматическую модель подвижного пояса как типичную закономерность геосинклинально-орогенного эндогенного режима в развитии континентальной земной коры.

МАГМАТИЧЕСКАЯ И МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ МОДЕЛИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ И ОРОГЕННЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Как можно видеть из изложенного, докембрийская геология вполне поддается расшифровке. Имеющиеся осадочно-вулканогенные разрезы относительно просты и демонстрируют четкую эволюцию осадочного и вулканического процессов. Закономерности плутонического магматизма также вполне определены. И тем не менее любого геолога не оставляет ощущение исключительной сложности докембрийских образований. Имеются два важных обстоятельства, действительно очень сильно осложняющих докембрийскую геологию.

1. Докембрийские подвижные пояса заканчивают цикл развития консолидацией и кратонизацией подвижной области, что, как правило, фиксируется роями поздних секущих даек, однако это консолидированное состояние не бывает окончательным. Последующие деформационные циклы соседних подвижных поясов проявляются и на кратонной области, которая продолжает накапливать циклы и этапы деформационных событий. В результате только очень квалифицированные структурные геологи способны разобраться в сложной истории деформационных событий.

2. Краевые части кратона, отторгнутые его глыбы, а также комплексы основания подвижной области подвергаются не только многократным деформациям и региональному метаморфизму, но также регенерации и реоморфизму, т.е. плавлению с полной или частичной деструкцией изначальных структурных форм. Нередко происходит полная гомогенизация исходного гетерогенного вещества с формированием новообразованного гранито-гнейсового слоя континентальной коры. В регенерированном материале восстановить предшествующую геологическую историю оказывается невозможным, и желание снять метаморфизм и гранитизацию и восстановить первичную природу толщ часто оказывается неосуществимым.

Фрагментарность тех объектов, где сохраняются следы геологической истории, несомненно, затрудняет понимание докембрийской геологии.

Наверное, в перечисленных причинах следует искать истоки мнения, что в докембрии земная кора развивалась совершенно особым образом. Идея исключительности геотектонического режима, свойственного раннему докембрию, имеет давние и постоянные традиции в геологической литературе. Этот ранний период в истории Земли Е.В. Павловский называл нуклеарным, Л.И. Салоп и Л.А. Яншин — негеосинклинальным, В.Е. Хаин — ультрагеосинклинальным, А.А. Богданов — догеосинклинальным, Ю.К. Дзевановский — литоплинтовым, Ф.П. Митрофанов и К.А. Шуркин — прогеосинклинальным (когда речь идет о высокометаморфизованных комплексах). Ему они противопоставляют следующий протогеосинклинальный этап зеленокаменных поясов. Наконец, в протерозое добавляются проорогенный и протоорогенный этапы.

Удивительней всего то, что использование приставок про-, прото-, до-, не-, ультра-, недо- принимается за объяснение. Смысл термина становится при этом неопределенным. Известные геотектонические режимы достаточно разнообразны, но совершенно определены. Если есть какой-то особый тип активных подвижных поясов, то его надо выявить и обособить, а не охарактеризовывать путем отрицания или искажения известного типа.

Прямые аналогии докембрийских формационных типов магматических горных пород с соответствующими фанерозойскими типами, принадлежащими к типично гео-

синклинальным и орогенным режимам, заставляют нас прийти к выводу, что именно геосинклинальный и орогенный геологические режимы определяли развитие докембрийских подвижных поясов.

Читатель мог заметить, что автор представляет развитие докембрийских подвижных поясов в рамках геосинклинальной теории. Им установлены параллели и аналогии в этапах и стадийности становления подвижных поясов докембрия и фанерозоя, а также идентичность докембрийских и фанерозойских магматических формаций. Как можно в наиболее обобщенном — модельном — виде представить течение геосинклинального процесса и историческое развитие докембрийских подвижных поясов?

Магматизм, метаморфизм и структуры геосинклинального процесса

Геосинклинальные зоны могут рассматриваться в качестве таких участков Земли, где начинаются и сосредоточиваются магматические процессы. Тектонический процесс, направленный из мантийных глубин, фокусируется, как правило, в линейных зонах и выражается линейными впадинами, заполненными вулканитами и плутоническими массами первых гранитоидов габбро-гранитной формации.

Для первых этапов геосинклинального магматического процесса характерны излияния основной толеитовой магмы, сопровождаемые излияниями кислой магмы той же известковистой толеитовой серии. Кроме того, возможны излияния ультраосновных лав перидотитового и пироксенитового состава. Коматииты — характерный, но не обязательный член начальных вулканогенных разрезов.

Следует отметить, что ультраосновные лавы в составе геосинклинальных вулканических толщ не следует путать с офиолитовой формацией перидотитов, пироксенитов и слоистого габбро, которые представляют уже совершенно иную формационную группу пород. В офиолитовых комплексах нет ультраосновных лав. Офиолитовый комплекс образуется в верхах мантии, где из мантийного лерцолита вышплавляется и обособляется габбровый расплав, претерпевающий сложный процесс расщепления и дифференциации, а остаточный материал внедряется в виде протрузий дунитов и гарцбургитов. Это совершенно другая ультрабазитовая формация, чем начально-геосинклинальная формация коматиитовых перидотитовых и пироксенитовых лав, переслаивающихся с толеитами и кислыми вулканитами.

Толеитовые известковистые серии геосинклинального вулканизма продолжают известково-щелочными вулканическими сериями базальтов, андезитов и дацитов. Это вулканизм уже зрелой стадии геосинклинального процесса. Несомненно, что излияния огромных масс кислых вулканитов в наибольшей степени способствуют росту континентальной коры. В отношении происхождения андезитовых магм нами была высказана идея [Лутц, 1980], что это не дифференциаты базальтовых магм, а продукт мантийного смешения базальтовой магмы с кислотно-щелочным интрателлурическим флюидом, несущим щелочные и кислотные компоненты.

Плутонические массы тоналитового, трондjemитового или плагиогранитного состава имеют тот же возраст, что и начальные вулканические серии. Одновременно с вулканическими комплексами формируются огромные массы габбро-гранитных плутонических пород щелочно-известковой серии. Несомненно, что это тоже продукт мантийного подкорового происхождения и огромные плутоны габбро-гранитной формации вносят свой значительный вклад в наращивание сиалической массы континентальной коры.

Можно заметить, что магматические комплексы вулканогенных впадин и плутонических поднятий, хотя и принадлежат к единой щелочно-известковой серии, но имеют разный состав. В вулканических разрезах мы имеем дело с непрерывными сериями базальтов, андезитов и дацитов с преобладанием вулканитов андезитового состава. В плутонических поднятиях обнаруживаются бимодальные серии с весьма умеренной или ничтожной габброидной частью и преобладающими гранитами при отсутствии средних членов, соответствующих по составу андезитам. Причину такого различия, а

возможно, и причину разделения подвижной области на систему плутонических поднятий и вулканогенных впадин мы видим в механизме вязкостной дифференциации. Когда магмы флюидонасыщенны, то вязкость основных и кислых расплавов низка и примерно одинакова. Но когда их флюидонасыщенность падает, то вязкость базальтов увеличивается всего на один порядок, а гранитов на три-четыре порядка, и они уже не способны изливаться, не достигают поверхности и формируют плутоны. Вязкостная дифференциация сказывается на разделении магматической геосинклинальной области на вулканические пояса флюидонасыщенных базальтов, андезитов, дацитов и дегазированные плагиогранитные плутоны.

По-видимому, на первых стадиях геосинклинального процесса отсутствует какая-либо стесненность пространства (нет сжатия, но, возможно, есть растяжение подвижной области), происходит расчленение пространства на прогибы и поднятия, которые могут располагаться линейно или мозаично. Прогибание впадин идет медленно, так как осадки, ассоциирующие с вулканитами, относятся к классу мелководных. Но, раз начавшись, прогибание впадин приобретает свойства автоматизма, саморазвития, в результате чего накапливаются весьма внушительные многокилометровые толщи вулканитов и мелководных осадков. По-видимому, имеет значение и гравитационный эффект: вулканические разрезы, отягощенные в низах ультрабазитами и базальтами, должны испытывать устойчивое опускание в противовес легким сиалическим плутонам гранитов, которые поднимаются.

Эта начальная картина бесконечного прогибания впадин и устойчивого высокого стояния плутонических поднятий не может продолжаться бесконечно. Наступает момент остановки, уравнивания с замыканием геосинклинальных впадин, инверсией геотектонического режима. Этот этап остановки и инверсии фиксируется в разрезах появлением тонкоритмичных флишеидных толщ. Вулканизм может стихать или продолжаться излияниями существенно кислых магм или сериями контрастных базальт-дацитовых серий. К этому времени можно говорить о двух стадиях геосинклинального процесса. Ж. Обуэн [1967] называет эти стадии дофлишевой и флишевой, М.В. Муратов [1975] — начальной и зрелой. Многократная повторяемость мелкозернистых флишевых осадков как раз отражает уравниванность тектонического режима зрелой стадии развития геосинклинальной области.

Комплексы начальной и зрелой геосинклинальных стадий иногда залегают с явным несогласием. Заканчивается собственно геосинклинальный процесс геосинклинальной складчатостью и иногда последующей предварительной консолидацией перед эпигеосинклинальным орогенезом.

Следует остановиться на обсуждении геосинклинального режима становления подвижных поясов. Автор убежден, что это вполне определенный режим, никак не связанный с процессами рифтогенеза и первоначального раскрытия океанического дна в начальной стадии развития подвижных поясов.

Известно, что для таких частей подвижной области, которые характеризуются широким развитием вулканических процессов, укрепилось название эвгеосинклиналей. Термин был введен Г. Штилле [1964] для наиболее подвижных зон геосинклинальных систем, для которых характерен начальный магматизм. "Начальный магматизм — в большинстве случаев основной (офиолитовый), но также средний или даже кислый магматизм ортогеосинклиналей" [Штилле, 1964, с. 268]. Наличие офиолитов Г. Штилле считал неотъемлемым атрибутом эвгеосинклиналей, и это представление углубилось в связи с представлениями Г. Штеймана об офиолитах как магматических образованиях, сочетающихся с глубоководными осадками. Многие последующие исследователи под понятием "эвгеосинклиналь" прежде всего имели в виду место широкого развития офиолитовых комплексов и основного базальтового магматизма. В этом кроется начало тех ошибок, которые привели к многочисленным спорам в толковании эвгеосинклиналей как офиолитовых поясов или раннегеосинклинальных вулканогенных прогибов и более поздних параллелей эвгеосинклиналей с рифтовой структурой океанического дна. А ошибка заключается в том, что в одну группу ранних геосинклинальных

образований включаются две совершенно различные формационные группы: известковистые и известково-щелочные вулканические толщи начального геосинклинального магматизма и другая офиолитовая гипербазит-габбровая формационная группа, которая в целом чужда геосинклинальному процессу и проявляется позже.

Гипербазит-габбровый офиолитовый комплекс — это мантийная структурно-вещественная ассоциация пород, чуждая коровому геосинклинальному геологическому окружению. Она всегда имеет с коровыми образованиями тектонические контакты. Образуется она в другое время в широком диапазоне температур и давлений и тектонически, протрузивно внедряется в уже сформированные геосинклинальные образования. Офиолитовые комплексы, действительно, в большинстве случаев приурочиваются к эвгеосинклинальным зонам. Это объясняется тем, что в зонах глубоких эвгеосинклинальных прогибов сиалическая кора наиболее утонена, способна разорваться и пропустить навверх мантийное гипербазит-габбровое сообщество пород. Но время разрывов и внедрения офиолитовой ассоциации не относится к начальным стадиям геосинклинального процесса. Обратимся к некоторым примерам.

Если взять классическую офиолитовую область Малого Кавказа, то становление Севанской и Вединской офиолитовых зон на Кавказе связано с позднемеловыми (с позднеальбского по коньякское время) фазами сжатия и выжимания мантийных офиолитовых масс, с последующим перемещением аллохтонных пластин и захоронением их в толщах верхнемеловых отложений. Тогда как начальная геосинклинальная эффузивно-радиоляритовая серия формируется много раньше в средне- и позднеюрское время.

Так, по данным С.Д. Соколова [1977], на Малом Кавказе первый этап соответствует накоплению эффузивно-радиоляритовой серии в средне- и позднеюрское время. Второй этап характеризуется интенсивным скучиванием, и с этими движениями в конце мела связывается выдвигание и перемещение офиолитовых пластин и покровов. С третьим этапом связывается общая нивелировка условий на большей части территорий.

Точно также и для палеозойской геосинклинали Урала сущность начальных стадий геосинклинального процесса заключается в накоплении огромных и пестрых осадочно-вулканогенных толщ. Как известно [Иванов, 1974], комплекс эвгеосинклинальных формаций Урала делится на две части. Для нижней части разреза характерны диабазовая, кремнистая и кремнисто-глинистая формации. Низкокальциевые и низкотитановые диабазы (толеиты) сменяются кварцевыми альбитофирами, субмаринными натровыми дацитами и липаритами. Верхняя часть разреза сложена пестрым комплексом пород, где в основании преобладают породы порфировой формации, т.е. известково-щелочной серии вулканических пород, переслаивающихся с граувакками, туфами, грубообломочными, кремнистыми и известняковыми горизонтами. С этой же начальной стадией связано становление додевонской плутонической габбро-плагиогранитной формации, которая обрамляет эвгеосинклинальные прогибы. Шарьяжная тектоника проявилась здесь гораздо позже, в перми и начале триаса, эти же карбон-пермские движения характерны и для уральских гипербазитовых поясов с возрастом 395 млн. лет.

Таким образом, не только в докембрии, но и в фанерозое, не офиолиты, а толеитовый известковистый и известково-щелочной вулканизм и параллельный ему габбро-гранитный плутонический магматизм составляют суть эвгеосинклинального процесса.

Эвгеосинклиналь не начинается с офиолитового магматизма, более того офиолитовый магматизм чужд начальному геосинклинальному вулканическому впадинам. Офиолитовый комплекс появляется тогда, когда все геосинклинальные комплексы сформированы и все геосинклинальные стадии пройдены. Эта ошибка в понимании эвгеосинклинали как офиолитового ядра породила другую ошибку, состоящую в том, что офиолитовое ядро принимается за океаническое начало в развитии геосинклинали.

Во многих современных геотектонических концепциях начало развития геосинклинальной области представляется как процесс раскрытия океана при раздвиге континентальных литосферных плит. При этом океаническая офиолитовая ассоциация гипербазитов, габбро и базальтов отождествляется с эвгеосинклинальным офиолитовым комп-

лексом и считается начальной в развитии геосинклинали. Следующие доводы не позволяют нам принять эту концепцию: 1) существенные различия, а не тождественность офиолитовых комплексов океанов и континентальных подвижных поясов; 2) офиолитовые комплексы эвгеосинклиналей не являются начальными и не выражают сущность геосинклинального процесса; 3) настоящие эвгеосинклинальные вулканы не совпадают с океаническими по химическому составу, так же как не совпадают с океаническими осадками эвгеосинклинальные осадочные формации.

Для океанов необходимо говорить о широком повсеместном распространении офиолитового гипербазит-габбро-базальтового комплекса, слагающего третий и второй слои океанической коры. Этот офиолитовый комплекс слабо дифференцирован и ограничен всего несколькими типами пород. Первичный мантийный перцолит разделяется на остаточный гарцбургит и основную магму, которая дает гипабиссальную габбровую фазу и такую же по составу абиссальную базальтовую фазу. Все члены океанического офиолитового разреза взаимосвязаны комплементарными соотношениями в распределении химических элементов.

В геосинклинальных подвижных поясах развиты узколокальные офиолитовые серии, формирующиеся в узких зонах глубинных разломов, но отличающиеся исключительной степенью дифференциации вещества. В отличие от слабо дифференцированных гипербазитов и габбро океанического дна офиолиты подвижных геосинклинальных поясов показывают нам, что в них достигается очень сильная дифференциация первичного перцолитового вещества. "Разгонка" отдельных компонентов по вертикальному разрезу достигает высокой степени контрастности с разницей в содержании отдельных элементов в десятки и сотни раз. Габброиды не только выплавляются из перцолита, но и претерпевают процесс кристаллизационного расслаивания с формированием зон: пироксенитов, мафического габбро с линзами дунитов, лейкократового габбро, ферро-габбро и шгагидиорита.

Если сравнивать соответствующие члены океанического и континентального офиолитового комплекса, то они оказываются неодинаковыми. В геосинклинальных гипербазитах — дунитах и гарцбургитах — поражает низкое содержание литофильных элементов K, Rb, Sr, Ba, TR, Th, U. В океанических гипербазитах содержания перечисленных элементов на порядок выше. Такие крайние дифференциаты, как дуниты, пироксениты в океанических офиолитах, как правило, отсутствуют. Океаническое габбро при некоторых вариациях состава все же достаточно однородно и близко среднему океаническому толеиту, т.е. океаническое габбро представляет гипабиссальную полнокристаллическую фацию океанических базальтов. Габброиды геосинклинальных офиолитов — это уникальные породы, не имеющие себе химических аналогов среди вулканических пород. Нижнее мафическое габбро, так же как и гипербазиты, отличается очень низкими содержаниями ряда литофильных элементов. Верхние же горизонты слоистого диорита или тоналита обогащены этими элементами. Поражает чистота очистки нижних членов и многократность обогащения верхних слоев. В технологических экспериментах такой эффект расслаивания может достигаться только многократно повторенной зонной плавкой или водородной продуквой расплава.

Очень сильно различаются верхние базальтовые члены океанических и континентальных офиолитовых разрезов. В океанах базальты являются комплементарным, завершающим членом всего офиолитового разреза. В континентальных офиолитовых разрезах базальты оторваны от гипербазит-габброидной части и химически и по времени формирования. Их химический состав отличается от океанических базальтов. Базальты континентальных офиолитовых разрезов являются химическими аналогами геосинклинальных базальтов.

Внедрение офиолитов в виде твердых пластин или горячих пластичных масс в верхние горизонты происходит не в начальной стадии геосинклинального процесса, а позднее в инверсионную или предорогенную стадии.

Следует добавить, что, как нами показано на многочисленных диаграммах, эвгеосинклинальные комплексы толеитовой и известково-щелочной серий докембрийских

подвижных поясов никак не совпадают с океаническими трендами базальтов и по своим химическим особенностям не могут считаться океаническими. Среди типичных эвгеосинклинальных вулканических комплексов нет океанических образований. Нет тождества и у осадочных формаций океанов и эвгеосинклинальных зон. Как известно, фанерозойские вулканогенно-кремнистые серии эвгеосинклинальных областей отличаются преобладанием фтанитов и яшм, которые отсутствуют в современных океанах, а также огромными мощностями и пространственными соотношениями вулканических и осадочных толщ.

То, что офиолитовые и эвгеосинклинальные вулканические комплексы различны, осознается сейчас многими геологами. Так, А.Л. Книппер [1978] главным признаком настоящей геосинклинали считает процесс активного формирования сиалической континентальной коры. "Начало эвгеосинклинального цикла следует связывать не с офиолитовым магматизмом, а с вспышкой известково-щелочного (главным образом андезитового) магматизма" (с. 179). Далее он пишет, что офиолитовый комплекс необходимо отделить от ствола эвгеосинклинальных формаций и считать его доэвгеосинклинальным. Нам представляется, что его надо считать постэвгеосинклинальным.

В иерархии современных структурных форм Земли самыми крупными подразделениями будут континенты и океаны. Это главнейшие планетарные структуры, которым соответствует кора континентального и океанического типа, резко различающаяся по своему глубинному строению, составу, магматизму и происхождению. Подобные два типа коры свойственны и другим планетам земной группы и некоторым планетным спутникам.

Обращаясь к континентам, мы видим активные складчатые пояса геосинклинального типа и спокойные платформы (или кратоны). Фундаменты кратонов, в свою очередь, представляют совокупность более древних подвижных поясов разного возраста, давно успокоившихся, консолидированных и с выровненной поверхностью.

В океанах также обособляются протяженные сейсмоактивные и магмоактивные пояса срединно-океанических хребтов и спокойные океанические плато, похожие на платформы. Внешнее сходство главных континентальных и океанических структур (наличие активных магматических поясов и успокоившихся плит) не должно вводить в заблуждение: создаются эти структурные элементы в совершенно разных геотектонических и магматических режимах. Системы активных срединно-океанических хребтов создаются не в геосинклинальном, а в рифтовом режиме. В свою очередь, основания океанических плато, по-видимому, сложены комплексами ультраосновных и основных пород, созданных в рифтогенном режиме в более раннее время. Таким образом, переходя от структур к процессам, можно сделать вывод, что руководящим для формирования континентальной коры будет геосинклинальный процесс, а для океанической коры — рифтогенный.

Главной особенностью наших представлений является вывод о самостоятельности геосинклинального и рифтогенного процессов и их независимости друг от друга. В своих явных типичных формах они достаточно резко различаются геотектонической логикой развития и составами магматических и осадочных формаций. Существуют два различных по результатам геологических процесса. Один формирует континентальную кору, другой — океаническую. Первый — геосинклинальный процесс преобладал на ранних этапах развития Земли, второй — рифтогенный широко проявился в конце мезозоя и в кайнозое.

Начальные структуры геосинклинального процесса эвгеосинклинали являются линейными зонами толеит-базальтового вулканизма. Среди разнообразия магматических проявлений эвгеосинклинальных областей главное значение имеют два петрохимических типа вулкаников: известковистый, преимущественно толеитовый и известково-щелочной, преимущественно андезитовый. В рассмотренных нами докембрийских подвижных поясах известковистый и известково-щелочной вулканизм проявился очень представительно. Эти два типа вулкаников в наиболее полных осадочно-вулканогенных разрезах последовательно и постепенно сменяют один другой, но могут проявляться

и отдельно как вполне самостоятельные типы. Например, в некоторых лопийских впадинах Карелии вулканогенные разрезы начинаются с андезитов известково-щелочной серии, а не с толеитов.

Вулканические комплексы никогда не перекрывают всего сечения геосинклинальной области, а формируют в ее пределах продольные полосы-впадины, согласные с генеральной структурой подвижного пояса. Их размещение контролируется продольными зонами глубинных разломов, пересекающих кристаллический фундамент, эти разломы являются каналами проницаемости для мантийных магм.

Геосинклинальные плутонические поднятия, сложенные плутоническим габбро-гранитным комплексом пород, растут чаще всего вдоль крыльев эвгеосинклинальных прогибов, т.е. вдоль глубинных разломов, разграничивающих впадины. В поднятия вовлекаются кристаллические комплексы из фундамента, из основания подвижной области. При дальнейшем поднятии плутонические геосинклинальные поднятия преобразуются в антиклинории, а породы фундамента начинают слагать ядра антиклинориев.

Всем геосинклинальным магматическим формациям, вулканическим и плутоническим, свойствен устойчивый набор петрогенетических типов пород, не зависящий ни от места на земном шаре, ни от геологического возраста. Столь же устойчива рудная специализация геосинклинального магматизма. С вулканическими сериями толеитового и известково-щелочного состава связано колчеданное оруденение медно-свинцово-цинковой спецификации, а с габбро-гранитной формацией — медная и молибденовая минерализации.

Заканчивая описание геосинклинального этапа развития подвижных поясов, следует сделать следующее заключение.

Под геосинклинальным процессом следует понимать процесс созидания и развития континентальной земной коры, при котором в условиях теплового потока и энергии, генерируемых глубинным источником, возникают локализованные линейные или мозаичные зоны высокой подвижности и проницаемости с повышенной скоростью и контрастностью вертикальных движений и сильной магматической активностью. В результате геосинклинального процесса формируются структуры, представленные геосинклинальными поднятиями и геосинклинальными прогибами, контраст которых на начальных стадиях только возрастает. В результате геосинклинального процесса в коре накапливаются огромные массы кислого вулканического и плутонического материала и происходит разрастание сиалического слоя коры. Поэтому самый главный признак геосинклинального процесса в отличие от рифтогенного это активное формирование сиалической континентальной коры.

В следующей (флишевой) стадии геосинклинального процесса наступает уравнивание в опускании впадин и подъеме поднятий. В этой инверсионной фазе ритмичная повторяемость однообразного набора пород как раз и отражает процесс уравнивания и успокоения геосинклинального процесса. К этому времени растяжение геосинклинальной области сменяется сжатием. Геосинклинальная область претерпевает главную геосинклинальную складчатость. Как считал Н.П. Херасков: [1967], возраст главной геосинклинальной складчатости приходится на время примерного окончания образований формаций геосинклинального класса и начала накопления орогенных молассовых формаций. Трудность обособления времени геосинклинальной складчатости, по-видимому, усугубляется тем, что развитие подвижных поясов на геосинклинальном этапе не заканчивается, а продолжается эпигеосинклинальным орогенезом.

Для геосинклинальных стадий развития подвижных поясов не характерен региональный метаморфизм, а если он и проявляется, то никогда не достигает высоких ступеней. Вулканические и осадочные толщи испытывают только слабый метаморфизм цеолитовой, пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций, а базальты испытывают процесс спилитового перерождения. Процесс этот в значительной мере аутометаморфический и связан с водно-углекисло-натровыми флюидами вулканических эксгалаций. Местами может наблюдаться зонально-контактный метаморфизм вокруг габбро-гра-

нитных плутонов, но он также не достигает высоких ступеней. Бесспорно, что для начального геосинклинального этапа развития подвижных поясов повсеместный региональный метаморфизм не характерен. Время настоящего регионального метаморфизма — это следующая орогенная стадия развития подвижных поясов.

Магматизм, метаморфизм и структуры орогенного процесса

Как известно, геосинклинальный цикл развития подвижного пояса завершается орогенезом, горообразовательным процессом, когда наиболее мощно наращивается сиалический слой континентальной коры. В подавляющем числе случаев эпигеосинклинальный орогенез с неизбежностью следует за собственно геосинклинальным этапом с превращением складчатого пояса в горную страну. Однако сам орогенный процесс не предопределяется, не обуславливается геосинклинальным процессом. Он может проявляться вполне самостоятельно, без предшествующего ему геосинклинального процесса. Так, в докембрии мы видим три геотектонических цикла на уровне 2,9; 2,4; 1,65 млрд. лет, когда формировались чисто орогенные подвижные пояса.

Однако в большинстве случаев орогенез или горообразовательный процесс — это поздний завершающий этап в развитии геосинклинальных подвижных систем. Геосинклинальные прогибы замыкаются, заканчивают свое развитие, подвергаются складчато-надвиговым и покровным деформациям и потом превращаются в складчато-глыбовые горные сооружения.

Если геосинклинальный процесс завершается эпигеосинклинальным орогенезом, то здесь возможны разные варианты. Независимость орогенного процесса от геосинклинального проявляется уже в том, что орогенез может наложиться на геосинклинальную область еще до инверсионной стадии или после. В первом случае он наследует основные движения и структуры геосинклинального этапа. Формации орогенного класса наращивают разрезы геосинклинальных впадин, а плутонический орогенный магматизм замещает раннегеосинклинальные плагиогранитные плутоны. Собственно геосинклинальная и заключительная орогенная складчатости оказываются объединенными и уже не разделяются.

Именно так по унаследованному варианту происходит орогенное развитие многих гранит-зеленокаменных областей Балтийского щита, Канадского щита и кратонов Южной Африки, когда геосинклинальные толщи зеленокаменных прогибов наращиваются почти согласными толщами молассоидных образований с конгломератами, а плутонические поднятия габбро-гранитной формации последовательно замещаются нормальными калиевыми гранитами. В унаследованном варианте развития на месте геосинклинальных прогибов образуются эпигеосинклинальные впадины, а на месте геоантиклинальных поднятий — эпигеоантиклинальные поднятия орогенного этапа. Как указывает М.В. Муратов [1975], в фанерозойских подвижных поясах часто на орогенном этапе сильно вздымаются только отдельные геоантиклинали, возникшие раньше, еще в начале или середине геосинклинального этапа. Разрастаясь, такие поднятия захватывают и края прогибов, которые, замыкаясь, не проходят инверсии.

Однако эпигеосинклинальный орогенный этап может следовать после геосинклинальной инверсии, складчатости и постгеосинклинальной консолидации. Во втором случае эпигеосинклинальный орогенез наступает после инверсии геосинклинального режима, при этом развитие геосинклинальных структур нельзя продолжить, их можно только взломать и переработать. Орогенный процесс начинается с деструкции, уничтожения ранее сформированных структур, а заканчивается конструктивным горообразованием и мощным наращиванием континентальной сиалической коры.

Как известно, в фанерозойских подвижных поясах начало орогенеза фиксируется появлением грубообломочных молассовых комплексов, сменяющих тонкообломочные флишевые формации геосинклинального этапа. Полная последовательность орогенного цикла состоит из трех этапов: раннеорогенного, главного орогенного и

позднеорогенного, которым соответствуют стадии нижней молассы, горообразования и верхней молассы. Для докембрия редко удастся проследить эволюцию орогенного осадконакопления, но тем не менее соответствующие этапы геотектонического и магматического процессов могут быть выделены. Орогенный процесс распадается на этапы. Первый этап отличается дроблением коры, глыбовой тектоникой, скучиванием пространства подвижного пояса и широким развитием шарьяжной тектоники. Для второго этапа характерно поступление ювенильного магматического материала, гранитизация и региональный метаморфизм фундамента и складчатость. Третий этап характеризуется всеобщим подъемом, сводово-глыбовой тектоникой, высоким стоянием новообразованной коры и ее консолидацией.

Первый деструктивный этап орогенеза характеризуется исключительно мощной дизъюнктивной глыбовой и шарьяжной тектоникой, разбивкой кристаллического фундамента на глыбы, разрушением геосинклинальной структуры и глыбово-шарьяжным скучиванием фундамента и покровного геосинклинального комплекса. В результате скучивания кристаллического фундамента покровный комплекс отслаивается от своего основания, перемещается и надвигается на континентальное подножие соседних стабильных кратонов. Так развивается на орогенном этапе Олекмо-Становой подвижный пояс Витимо-Алданского щита, пояс Лимпопо в Африке, Беломорский пояс на Балтийском щите, Свекофенский пояс в Приладожье и Лапландии. На этом этапе глыбово-шарьяжной тектоники при скучивании глыб фундамента и шарьяжных пластин покровного комплекса происходит глубокое погружение форландовых краев соседних кратонов и глыб основания подвижного пояса и их гранулитовый метаморфизм. На этом этапе складкообразование локализовано внутри тектонических пластин, формируются складки волочения, течения и в том числе лежащие складки. В фанерозойских подвижных поясах к этому деструктивному этапу относится внедрение офиолитов. В докембрийских подвижных поясах к начальной стадии орогенного процесса могут приурочиваться отдельные интрузии и протрузии ультраосновных пород, не сопровождаемые слоистым габбро.

На втором конструктивном этапе развития орогенного пояса по зонам глубинных разломов, рассекающих кристаллическое основание, начинает проникать поток ювенильных подкоровых растворов. Этот поток производит региональный метаморфизм и региональную гранитизацию кристаллического основания. В результате процесса магматического замещения, который стимулируется потоками ювенильных растворов, происходит формирование гигантских плутонов эвтектоидных гранитов. В результате в орогенной области по вертикали обособляются два структурных этажа: инфра- и супраструктура.

Инфраструктурный этаж характеризуется большой пластичностью, текучестью своего материала и многократной складчатостью, которая обуславливается горизонтальным сжатием и диапировым всплыванием мобилизованного гранитного материала. К этому этапу относится формирование вертикальных складок и главной фазы завершающей складчатости. Следует сказать, что верхний супраструктуральный этаж может не испытывать складкообразования, в нем могут продолжаться лишь дизъюнктивные деформации. На конструктивном этапе происходит существенное разрастание мегаантиклинорий. Внутреннее развитие инфраструктурного этажа выражается в общем процессе роста и развития сводовых поднятий орогенного пояса. Системы сводовых поднятий расширяются с постепенным вовлечением в поднятия смежных территорий. Контрастной формой для поднимающихся орогенных поднятий становятся краевые впадины, развивающиеся на краевых пространствах подвижной области и в том числе на краях соседних кратонов.

Заметим, что этот тип орогенного развития ни в коем случае не является унаследованным. Развитие орогенных гранитоидных поднятий предопределяется глубинными разломами как каналами проницаемости для ювенильных гранитизирующих растворов. А разломы бывают локализованы в осевой эвгеосинклинальной зоне подвижного пояса, там, где под глубокими впадинами кристаллическое основание наиболее тонкое,

или на стыках структурно-фациальных зон. В результате эпигеосинклинальные орогенные поднятия возникают на месте центральных эвгеосинклинальных прогибов или на стыках геосинклинальных поднятий и впадин. Параллельно с плутоническими поднятиями в краевых частях орогенных систем на поздних стадиях могут возникать и поздние вулканические пояса.

Наконец, третий этап в развитии орогенной области характеризуется высоким стоянием сводово-глыбовых структур и их консолидацией. После консолидации подвижная область превращается в кратон.

Как и в геосинклинальном процессе, в орогенном формируются также системы положительных и отрицательных структур — поднятий и впадин. Первый этап развития орогенного пояса характеризуется мощной тектоникой дробления, сжатия и скупивания территории подвижного пояса. Возникают горст-антиклинории и грабен-синклинали. В фанерозойских поясах в размещении такого рода структур есть своя упорядоченность. Наиболее крупные впадины располагаются на месте бывших стабильных структур — срединных массивов, краях соседних кратонов. Линейные прогибы возникают на месте мобильных геосинклинальных структур и в шовных зонах. Наиболее крупные поднятия размещаются в центральной части подвижного пояса. Система возникающих антиклинорных и синклинорных структур сминается и искажается под напором тектонических покровов, перемещающихся в пространстве подвижного пояса. Волна деформаций сжатия чаще всего перемещается от внутренних к внешним зонам, а затем захватывает зоны краевых прогибов на краях соседних кратонов. Покровные шарьяжные пластины надвигаются на форланды стабильных кратонов и вызывают их глубокое погружение. Погруженные кристаллические комплексы фундамента испытывают глубокий метаморфизм гранулитовой фации.

Остановимся подробно на месте и времени формирования гранулитовых комплексов в общей схеме развития докембрийских подвижных поясов.

В отношении гранулитовых комплексов и гранулитовой фации в геологической литературе сложился некий стереотип представлений, который кратко сводится к двум взаимосвязанным утверждениям: 1) высокие термические параметры гранулитового метаморфизма объясняются особо горячим состоянием ранней Земли; 2) соответственно гранулитовая фация — это специфический феномен раннего докембрия и все гранулитовые комплексы являются наидревнейшими.

Однако сейчас становится ясным, что гранулитовый метаморфизм не является исключительной принадлежностью докембрия, имеются разновозрастные группы гранулитов вплоть до фанерозойских. В развитии геологических структур гранулитовый метаморфизм достаточно позднее явление, очень сильно оторванное от времени первичного формирования толщ. В рамках стереотипных обычных представлений не получают никакого объяснения такие факты, как поясовое распространение гранулитовых пород, часто вдоль краев кратонов, очень большая глубина погружения при метаморфизме, петрологические данные о том, что это метаморфизм погружения с сопряженным изменением температуры и давления, с изохимическим характером превращений при инертном поведении элементов, в том числе кислорода и щелочей. В этом отношении гранулитовый метаморфизм резко отличен от аллохимического амфиболитового метаморфизма, тесно связанного с аллохимической региональной гранитизацией.

Если обратиться к геологическим примерам, то можно заметить, что когда имеются данные по возрасту гранулитового метаморфизма, он отвечает орогенным этапам в развитии соответствующих подвижных поясов. Гранулитовым метаморфизмом оказываются охвачены кристаллические комплексы из основания подвижного пояса или форландовые края соседних стабилизированных кратонов, а также древний комплекс, гранулитовый метаморфизм которого сильно оторван от времени первоначального осадочного или магматического образования и часто происходит в орогенную фазу следующего геотектонического цикла. Можно также заметить, что время гранулитового метаморфизма для разных континентов и кратонов оказывается синхронным и отвечает общемировым орогенным циклам. Намечается семь возрастных групп гранулитового

метаморфизма, связанных с развитием эпигеосинклинального или самостоятельного орогенеза. Следующие значения возраста гранулитового метаморфизма надежно зафиксированы изотопной геохронологией.

1. Гранулиты с возрастом 3,6 млрд. лет известны на Северо-Атлантическом кратоне в Гренландии. Эта наиболее древняя цифра гранулитового метаморфизма установлена для реликтовых фрагментов основных пород в катаархейском подвижном поясе, который начал формироваться на уровне 3,8 млрд. лет. Время 3,6 млрд. лет отвечает заключительным деформационным этапам этого пояса, т.е. может считаться этапом эпигеосинклинального орогенеза.

2. Гранулиты с возрастом 2,9 млрд. лет (иногда эта цифра может несколько меняться в пределах 3–2,8 млрд. лет) известны на всех древних щитах: Анабарском, Алданском, Балтийском, Украинском, Индийском, Канадском, Австралийском и на кратонах Южной Африки. Устанавливаются широкоплощадные ареальные формы гранулитового метаморфизма этого времени, поясовые по краям древних кратонов, и наконец, в глыбах из кристаллического основания подвижных поясов. Гранулитовый метаморфизм этого возраста отвечает самостоятельному орогеническому геотектоническому циклу, проявившемуся на рубеже раннего и позднего архея на уровне 3–2,9 млрд. лет. Этот орогенный цикл предшествовал позднеархейскому геосинклинальному геотектоническому циклу широкого заложения зеленокаменных поясов.

3. Гранулиты с возрастом 2,6 млрд. лет отвечают этапу эпигеосинклинального орогенеза для подвижных поясов, заложившихся как геосинклинальные на уровне 2,8 млрд. лет. Возраст гранулитов Южной Индии (2,6 млрд. лет) отвечает самым конечным орогеническим событиям на Дхарварском кратоне. Такой же возраст имеют гранулитовые глыбы внутри Олекмо-Станового подвижного пояса, это время отвечает самому позднему орогенному этапу развития этого пояса.

4. Гранулиты с возрастом 2,4 млрд. лет известны на Балтийском щите в Приладожье. Этот возраст отвечает селецкой фазе тектоно-магматической активизации на Балтийском щите, т.е. селецкому орогеническому циклу. Такой же возраст имеют гранулиты Земли Эндерби в Антарктиде и провинции Хэбэй в Китае.

5. Гранулиты с возрастом 1,9–1,8 млрд. лет имеют очень широкое распространение на земном шаре. На Балтийском щите это время свекофенского орогенеза. В это время гранулитовым метаморфизмом оказываются охвачены края стабильных массивов вдоль свекофенского подвижного пояса — лапландские и колвицкие гранулиты, а также глыбы кристаллического фундамента внутри свекофенского подвижного пояса, например гранулиты Ориярви и Лофотенских островов. В протерозойских подвижных поясах Гренландии — Нагсугтокском и Ранкинском — гранулитовый метаморфизм этого возраста проявился в кристаллических глыбах из основания, причем возраст первоначального образования этих пород оказывается более древним архейским, но гранулитовый метаморфизм они претерпели в нижнем протерозое. Аналогичным образом Шарыжалгайский и Ольхонский блоки в Байкало-Патомском подвижном поясе демонстрируют нам гранулитовый метаморфизм нижнепротерозойского возраста, хотя время первичного образования пород относится к архею. Нижнепротерозойский гранулитовый метаморфизм известен также на Канадском щите, где связан с заложением гудзонских подвижных поясов, а также в Австралии.

6. Гранулиты с возрастом 1,7–1,6 млрд. лет отвечают готской орогенической фазе на Балтийском щите и эльсонской орогенической фазе на Канадском щите.

7. Гранулиты с возрастом 1–0,9 млрд. лет отвечают дальсландскому орогенезу на Балтийском щите и гренивиллскому орогенезу на Канадском щите.

Исследования древних комплексов показывают, что гранулитовый метаморфизм всегда сильно оторван от времени первичного формирования пород. Если осадочные и магматические породы были сформированы в одном геотектоническом цикле, то их гранулитовый метаморфизм осуществлялся в следующем геотектоническом цикле, когда этот комплекс пород уже слагал фундамент или основание нового подвижного пояса. Этот метаморфизм погружения охватывает глыбы основания подвижного

пояса или края (форланд) соседнего кратона. Сейчас становится ясным, что гранулитовый метаморфизм не является исключительной принадлежностью докембрия, имеются разновозрастные группы гранулитов, в том числе и фанерозойского возраста. Обзор известных проявлений фанерозойского гранулитового метаморфизма сделан Б. Уиндди [Windy, 1981]. Время гранулитового метаморфизма отвечает орогенному этапу в развитии подвижных поясов.

Как известно, для орогенного цикла характерна сначала дизъюнктивная крупноглыбовая и шарьяжная тектоника, а потом уже пликативная завершающая складчатость и региональная гранитизация. Гранулитовый метаморфизм связан именно с первым дизъюнктивным этапом, когда происходит сжатие подвижного пояса и существенное сокращение его поперечного сечения. При сжатии и сокращении площади подвижного пояса сокращается сечение кристаллического основания, которое претерпевает процесс энергичного скучивания и глубокого погружения отдельных кристаллических глыб. Скучивается не только кристаллическое основание, но и покровный комплекс, который оказывается вовлеченным в крупномасштабный процесс надвиговой и покровной тектоники. Покровы и чешуи не только загромождают подвижную область, но и накапываются на краевые форландовые части соседних кратонов, что вызывает глубокое погружение краевых частей кратонов под грузом навалившихся шарьяжей и покровных пластин. Соответственно погруженные края кратонов и глыбы из основания подвижной области испытывают изохимический метаморфизм погружения гранулитовой фации. Как было показано на многих примерах докембрийских кратонов, гранулитовые пояса часто протягиваются по краям древних кратонов, причем простирание таких поясов нередко дискордантно по отношению к древней внутренней структуре кратона, но параллельно простиранию соседнего орогенного пояса. Причем на краю кратонов гранулитовый метаморфизм обнаруживает региональную зональность, когда наиболее глубокие субфации проявлены на самом краю кратона, а внутрь кратона сменяются менее глубинными.

Обычно гранулитовый пояс отделяется от слабо метаморфизованной части кратона тектонизированными зонами, т.е. гранулитовый краевой блок кратона погружается, испытывает гранулитовый метаморфизм, а потом всплывает, поднимается и оказывается совмещенным на одном уровне со слабо метаморфизованными блоками, но отделяется от них, поэтому примеры нормальных прогрессивных переходов от гранулитовой к амфиболитовой фации очень редки.

Граница гранулитового края древнего кратона и новой подвижной области нередко трассируется цепочкой плутонов анортозитов и мангеритов. Конечно, наиболее крупные зоны глубинных разломов локализируются на стыках крупных структурных элементов. В данном случае погранично-кратонные зоны глубинных разломов становятся местом внедрения и локализации анортозитового магматизма. Анортозитовые плутоны всегда тесно связаны с комплексами гранулитовой фации как пространственно, так и по времени образования.

Для первого этапа развития орогенных подвижных поясов характерна дизъюнктивная глыбовая и глыбово-шарьяжная тектоника, гранулитовый метаморфизм основания подвижной области и анортозит-мангеритовый плутонический магматизм, тесно связанный в пространстве и времени с гранулитовым метаморфизмом. Автор полагает, что анортозитовая магма образуется при полном плавлении гранулитовых комплексов в самых низах коры. Дифференциация и расслоение расплава идет в потоках водородно-водных флюидов, локализованных в зонах глубинных разломов. Анортозиты не характерны для фанерозойских поясов, где широкое развитие получает офиолитовый гипербазит-габбровый магматизм, нередко тоже ассоциирующий с фанерозойскими гранулитами.

Позднеорогенные события в подвижном поясе сопровождаются новыми деформациями и региональным аллохимическим метаморфизмом и гранитизацией. В позднеорогенную стадию происходит новый регрессивный метаморфизм, плавление и регенерация гранулитового кристаллического основания. Наиболее распространена ситуация, когда

амфиболитовый метаморфизм оказывается наложенным на гранулитовый и является по отношению к нему регрессивным. Это несомненно связано с дальнейшим развитием орогенических событий. Дизъюнктивная глыбово-щарьяжная тектоника сменяется складчатой пликативной тектоникой, рождением и перемещением анатектических орогенных гранитов и региональным аллохимическим метаморфизмом амфиболитовой фации, а также наложением нового амфиболитового метаморфизма на более ранний гранулитовый метаморфизм.

Во второй, конструктивный этап развития в орогенный подвижный пояс начинают проникать мощные потоки фильтрующихся подкоровых растворов глубокой дегазации мантии. Такие растворы сначала проникают по зонам глубинных разломов, рассекающих земную кору. Они производят региональный метаморфизм всех толщ в условиях амфиболитовой фации и региональную гранитизацию. Степень метаморфизма амфиболитовой фации прямо не зависит от глубинности, так как определяется не погружением толщ, а наложением на них зон разломов и потоков метаморфизирующих растворов. В связи с неоднородной проницаемостью пород возможны сильные градиенты температуры и неравномерный или зональный метаморфизм на ограниченных площадях.

Фронт регионального метаморфизма и региональной гранитизации поднимается вверх, используя разного рода ослабленные зоны и разломы, в результате на втором этапе обособляются два структурных этажа орогенного пояса: нижний этаж, или инфраструктура, с очень текучим, пластичным гранитизированным материалом и верхний этаж, или супраструктура, которого фронт гранитизации и метаморфизма еще не достиг и где сохраняются первичные слабо метаморфизованные комплексы осадочных и вулканических пород.

Если обратиться к глубокому инфракрустальному этажу, то для него характерны: 1) неравномерный региональный метаморфизм с развитием зонального метаморфизма эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой фаций и мигматитовых зон вокруг гранитных ядер; 2) новая тектоническая переработка и перестройка структурного плана комплексов; 3) стирание тектурных признаков первичного происхождения пород; 4) широкая миграция вещества, подвижное поведение большинства компонентов с образованием маломинеральных парагенезисов амфиболитовой фации, широкая гидратация толщ с развитием водосодержащих темноцветных минералов — слюды и амфиболов.

Ко второму конструктивному этапу развития орогенных поясов относится становление плутонов анатектических гранитов S-типа. Глубоко эродированные докембрийские складчатые пояса демонстрируют нам глубокие срезы орогенной области или ее инфракрустальный этаж. На таком этаже часто 60–70% объема занимают калиевые граниты и их мигматиты. Гранитообразование — это главный магматический процесс в нижнем инфракрустальном этаже. Бесспорно, этот процесс стимулируется потоками ювенильных подкоровых флюидных растворов с существенным привнесением ювенильного материала и сопровождается значительным увеличением объема. Образующиеся кислые гранитные расплавы легки и стремятся подняться вверх. Как правило, крупные гранитные массивы выпирают вверх, создавая сложные группы батолитов-диapiroв.

Сам процесс появления гранитного расплава в коре и гранитизации вмещающих толщ многоступенчат и сложен. Следует говорить о начальном проникновении ювенильных флюидов мантийного происхождения по сети каналов глубинных разломов, рассекающих фундамент подвижного пояса. Плавление метаморфического субстрата предваряется его метасоматической переработкой, дебазификацией и осветлением. Состав толщ изменяется в сторону гранитного, появляется легкоплавкий эвтектоидный расплав, который может уже обособляться в крупные очаги гранитоидной магмы. Весь комплекс процессов метасоматоза и плавления представляется единым и может быть объединен термином "магматическое замещение".

Как правило, можно наблюдать многочисленные примеры промежуточных стадий процесса магматического замещения, когда частично подплавленные или гранитизи-

рованные породы представляют переходные разности от первичных пород к гранитам. Даже в полностью гранитизированных массах сохраняются слоистые теневые текстуры, указывающие на то, что гранитоидами замещаются первично-слоистые комплексы. В результате магматического замещения на месте кристаллических комплексов фундамента или покровных комплексов подвижной области возникают гранитные массы калиевых гранитов и их мигматитов.

На инфракрустальном этапе внутренняя структура гранитных батолитов гармонирует со структурами вмещающих пород, и это свидетельствует о том, что процессы проникновения ювенильных растворов, метасоматоз, плавление и деформации оказываются синхронными, а граниты в таком случае называют синорогенными. Инфракрустальный этап орогенной области из-за процессов плавления отличается высокой пластичностью, подвижностью материала, поэтому складкообразование наиболее интенсивно проявлено именно там. При этом гранитные массы могут интродуцировать верхний этаж.

Гранитная магма проникает в верхние этажи под действием гравитационных и орогенических сил. Если верхний этаж разбит разломами, гранитные магмы продвигаются по разломам и создают секущие интрузии, которые называют позднеорогенными, посторогенными. Поскольку они рождаются в нижних этажах, они имеют одинаковый состав с синорогенными гранитами. Аналогично в погранично-кратонные и внутрикратонные зоны разломов проникают гранитные интрузии, которые называют анорогенными.

По-видимому, деление гранитных тел орогенических поясов на син-, поздне-, пост- и анорогенные граниты не соответствует эволюции гранитного магматизма во времени, а отражает их расположение на разных этажах орогенной структуры при одинаковом происхождении и одинаковом или очень близком химическом составе. Так, еще А. Баддингтон [Buddington, 1959] классифицировал гранитные плутоны по их вертикальному размещению и пришел к выводу, что плутоны в катазоне являются согласными, в мезозоне согласными и секущими, а в эпизоне всегда несогласными и секущими и соответствуют посторогенной или анорогенной группе. Таким образом, процесс гранитизации и становления плутонов нормальных гранитов охватывает нижний инфракрустальный этаж ремобилизованного фундамента. Фронт плавления и гранитизации продвигается вверх, но так как водонасыщенные граниты с падением давления быстро застывают, процесс региональной гранитизации может не захватывать верхний покровный комплекс подвижного пояса или супракрустальный этаж орогена.

Важное качество орогенных гранитов — их близкий к эвтектике состав и высокая водонасыщенность и, как следствие, минимально возможная температура расплава. При движении вверх и падении давления и температуры такие плутонические массы гранитов быстро кристаллизуются на достаточной глубине, не достигая поверхности. Отсюда важное следствие: орогенные граниты формируют только плутоны и не сопровождаются вулканитами.

Плутонические гранитные пояса орогенного класса приурочиваются к поднятиям, возникшим на месте внутренних геосинклиналильных зон. Они часто расширяются и занимают все сечение подвижного пояса, распространяясь в погранично-кратонных и внутрикратонных зонах глубинных разломов даже на соседний стабилизированный кратон.

Формационный тип калиевых гранитов связан с процессами внутрикорового магмообразования, но стимулируется он потоками глубинного флюида глубокой дегазации мантии. Сложный комплекс гранитных батолитов и мигматитов представляет собой продукт максимально проявленного аллохимического ультраметаморфизма и сопровождается ареалами зонально-метаморфизованных метаморфических комплексов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Со становлением этой магматической формации калиевых гранитов завершается процесс глубокого преобразования континентальной коры и насыщения ее гранитами. Кристаллический гранулитовый фундамент среднеандезитового состава превращается в гранито-гнейсовый слой. Гранито-гнейсо-

вый слой зрелой континентальной коры на этой стадии существенно разрастается как за счет нижнего гранулит-базитового слоя фундамента, так и частично за счет верхнего покровного комплекса.

Кроме plutонического гранитоидного магматизма, на орогенном этапе могут формироваться и орогенные вулканические пояса. В докембрии орогенные вулканические пояса достаточно известны, например для селецкого орогенеза в Карелии, в Свекофенском и Готском поясах Балтийского щита, в Аkitканском орогеническом поясе Витимо-Алданского щита и некоторых других регионах. Автор здесь не хотел бы подробно на них останавливаться. Для фанерозойских орогенических систем соотношения plutонических сводовых поднятий и орогенных вулканических поясов исследовалось А.А. Моссаковским [1975], который пришел к выводу, что вулканические пояса занимают краевые части орогенических систем, локализуются в орогенных впадинах, прогибах и грабенах и развиваются только там, где они примыкают к более молодым эвгеосинклинальным зонам. По-видимому, plutонический и вулканический орогенный магматизм между собой не связаны. Plутонические орогенные ассоциации могут существовать самостоятельно без вулканических поясов.

С точки зрения магматической модели главный этап орогенного процесса характеризуется исключительно интенсивным гранитоидным магматизмом калиевого типа, который сосредоточивается в орогенных поднятиях. Гранитизация орогенных поднятий может достигать такой силы, что они начинают играть роль термических центров с развитием зонального метаморфизма амфиболитовой фации.

В орогенную стадию происходит регрессивный метаморфизм, плавление и регенерация гранулитового кристаллического основания. Если процесс орогенной переработки протекает мощно, интенсивно и захватывает большой объем кристаллического основания, то у более древних комплексов мало шансов сохраниться. Они полностью перерабатываются, образуя регенерированный, новообразованный, почти гомогенный гранито-гнейсовый слой континентальной коры.

Разрастание гранито-гнейсового слоя распространяется на глыбы кристаллического основания и края консолидированных кратонов, границы молодых подвижных поясов всегда срезают внутренние структуры более древних кратонов. Можно полагать, что сохранившиеся докембрийские кратоны — это не первичные ядра континентов, а реликтовые фрагменты древней континентальной коры, которая распространялась гораздо шире, но была переработана в подвижных поясах.

При взгляде на геологические карты и схемы может возникнуть представление о последовательно расширяющейся кратонизации пространства. Например, от небольшого Норвежско-Кольского кратона к Кольско-Беломорскому и Центрально-Карельскому кратонам и, наконец, к Балтийской и Южно-Русской платформам, или от небольшого Алданского кратона к огромному Витимо-Алданскому щиту и т.д. Иногда предполагается, что такое разрастание идет за счет палеоокеанических пространств при нарастании сиалической оболочки континентов на океаническом симатическом основании. Однако раннеархейские кратоны в теле фундамента континентальных платформ можно рассматривать не как первичные ядра разрастающихся континентов, а как реликтовые фрагменты, сохранившиеся местами, но которые раньше были распространены гораздо шире, а затем полностью переработаны поздними, вновь заложенными подвижными поясами. Так возникает идея о первичной коре не океанического симатического, а сиалического типа, обособившейся на самых ранних стадиях развития Земли и позже включенной в циклы тектонической, магматической и метаморфической переработки в подвижных поясах. Речь идет также о последовательной кратонизации сиалических масс, но не при латеральном разрастании за счет океанической коры, а при вертикальном суммировании, когда в общий баланс включаются и прежние переработанные сиалические массы и новая добавка корового материала.

Обращение к геологическим материалам показывает, что если взять любой древний кратон и примыкающий к нему более молодой подвижный пояс, то в последнем, как правило, можно обнаружить комплекс основания, который представляет собой сиали-

ческие фрагменты соседнего кратона. В то же время в докембрийских подвижных поясах, в том числе и в их комплексах основания, не обнаруживаются реликтов или фрагментов океанических образований: океанических толеитов, ультрабазитов и осадочных формаций. Даже офиолитовых комплексов, которые совершенно неправильно считаются океаническими, в докембрии нет. Таким образом, первая кора ранней Земли была сиалического континентального типа.

Можно сделать следующие выводы.

1. Докембрийские подвижные пояса развиваются в геосинклинальном и орогенном режимах. Начальной фазе становления геосинклинального подвижного пояса соответствуют формация толеитовых известковых вулканитов и формация ультраосновных коматиитовых лав. Зрелой стадии геосинклинального процесса — формация известково-щелочных, преимущественно андезитовых вулканитов, а заключительной флишевой стадии — контрастная известково-щелочная вулканическая формация. Параллельно вулканическим формациям развиваются плутонические гранитоидные формации: известковистая габбро-тоналит-гранодиоритовая или габбро-плагиогранитная и известково-щелочная габбро-гранодиорит-гранитная.

2. Орогенный этап развития подвижных поясов может продолжать геосинклинальный процесс и начинаться еще до геосинклинальной инверсии или следовать после полного завершения собственно геосинклинального этапа. Наконец, орогенный процесс может проявляться совершенно самостоятельно и не предваряться геосинклинальным этапом. Последние два варианта похожи тем, что начинаются с деструкции, взламывания и уничтожения предыдущих структур в результате интенсивной глыбовой и шарьяжной тектоники. Магматическими формациями раннеорогенного этапа подвижных поясов являются протрузии ультрабазитов и плутоны анортозитов и мангеритов. Первые связаны с подплавлением и расслаиванием перидотитового материала верхов мантии и его внедрением в зоны глубинных разломов. Другая формация анортозитов и мангеритов возникает при плавлении и раслаивании корового материала из низов коры и обособлении расплавленных масс в зонах погранично-кратонных разломов.

В главной стадии орогенного процесса в подвижных поясах выделяются два независимых типа ареалов орогенного магматизма: плутонические гранитные массы, приуроченные к поднятиям, которые возникли на месте внутренних геосинклинальных зон, и вулканические пояса известково-щелочных и щелочных калиевых вулканитов, располагающихся в краевых системах. Формационный тип калиевых орогенных гранитов и их мигматитов связан с процессами внутрикорового магмообразования.

3. В метаморфической модели геосинклинально-орогенных подвижных поясов намечаются три типа регионально метаморфизованных комплексов, метаморфизм которых соответствует геотектоническим этапам развития подвижных поясов.

Геосинклинальному этапу развития подвижного пояса отвечает раннегеосинклинальный метаморфизм осадочно-вулканогенных толщ цеолитовой, пренил-пумпеллиитовой и зеленсланцевой фаций, который никогда не достигает высоких ступеней, является автометаморфическим процессом и вызывается нагретыми вулканическими флюидами натрово-углекисло-водного характера.

Начальному этапу орогенеза, который сопровождается скучиванием и погружением фундамента подвижного пояса, отвечает гранулитовый метаморфизм погружения комплексов основания подвижной области и форландовых краев соседних кратонов.

Заключительным орогенным этапам в развитии подвижного пояса отвечает аллохимический зональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, тесно связанный с процессами региональной гранитизации и формированием плутонической формации калиевых гранитов. Этот метаморфизм вызывается потоками ювенильных подкоровых мантийных растворов, проникающих в кору на орогенном этапе развития подвижных поясов. В главный орогенный этап происходит регрессивный метаморфизм гранулитового основания, а также плавление и регенерация кристаллического основания подвижного пояса. В результате образуется новый гранито-гнейсовый слой континентальной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заканчивая книгу, автор хотел бы обратить внимание читателя на главные проблемы докембрийской геологии и подчеркнуть два важных вывода: о периодическом характере развития активных магматических и метаморфических процессов в докембрии, которые укладываются в геотектонические циклы, и о геосинклиально-орогенном режиме развития докембрийских подвижных поясов. Следует также обсудить самые общие планетарные причины геосинклиального и орогенного тектогенеза и магматизма.

Основной геологический мотив в докембрии, так же как и в фанерозое, — это история становления подвижных поясов, развивающихся в геосинклиальном и орогенном режимах, с последовательным превращением их в кратоны. Можно определенно говорить о том, что заложение и развитие подвижных поясов в докембрии укладывается в ряд крупных геотектонических циклов и эти циклы оказываются практически синхронными для всех материков. Можно также видеть, что число таких циклов, а соответственно и систем разновозрастных подвижных поясов для докембрия относительно невелико (табл. 45):

Уверенно намечаются следующие геотектонические циклы, пики магматической и метаморфической активности которых надежно зафиксированы изотопной геохронологией: I) катаархейский геосинклиально-орогенный цикл на уровне 3,8–3,6 млрд. лет, II) раннеархейский геосинклиально-орогенный цикл — 3,5–3,3 млрд. лет, III) орогенный цикл — 3,1–2,9 млрд. лет, IV) позднеархейский геосинклиально-орогенный цикл — 2,8–2,6 млрд. лет, V) орогенный цикл — 2,4 млрд. лет, VI) нижнепротерозойский геосинклиально-орогенный цикл — 2–1,8 млрд. лет, VII) орогенный цикл — 1,7–1,4 млрд. лет, VIII) верхнепротерозойский геосинклиально-орогенный цикл — 1–0,9 млрд. лет.

Следует отметить, что докембрийские геотектонические циклы оказались очень длительными, а докембрийские подвижные пояса развивались исключительно медленно. Поэтому докембрийские толщи отличаются большим латеральным однообразием и слабой дифференцированностью. Все это противоречит общепринятым представлениям о чрезвычайно бурной, активной и горячей ранней истории Земли и свидетельствует об очень размеренной и спокойной геологической истории Земли на этом этапе. Мы, конечно, не касаемся самых ранних догеологических этапов становления Земли как планеты в интервале 4,5–3,8 млрд. лет назад из-за отсутствия геологических материалов.

Геологический режим, в котором развивались докембрийские подвижные пояса, определяется нами как геосинклиальный и орогенный. Последовательные группы магматических формаций, известковистых толеитовых, известково-щелочных непрерывных и контрастных вулканических и плутонических серий отвечают начальным, зрелым и конечным этапам геосинклиального процесса. Геосинклиальный магматизм связан с магматическими расплавами исключительно мантийного происхождения. Состав родоначальной магмы определяется глубиной зарождения магматического расплава. Известковистые толеитовые магмы наименее глубинны. Известково-щелочные и щелочные генерируются на большей глубине. В подвижных поясах заключительные формации эвтектоидных калиевых гранитов отвечают орогенным этапам развития. Формационный тип калиевых орогенных гранитоидов связан с процессами внутри-

корового магмообразования, но стимулируется он потоками ювенильного флюида глубокой дегазации мантии. В орогенный этап происходит плавление, регенерация кристаллического основания подвижного пояса и существенное разрастание гранито-гнейсового слоя континентальной коры. Совершенно независимо от гранитов на зрелом и конечном этапах орогенного процесса могут формироваться орогенные вулканические пояса известково-щелочных и щелочных калиевых вулканитов, которые локализуются, как правило, по периферии подвижного пояса.

Континентальная кора образуется в результате геосинклинального процесса. Магматическая модель геосинклинальных и орогенных подвижных поясов демонстрирует закономерности развития магматизма в ходе становления подвижных континентальных поясов. Каждому геотектоническому этапу соответствуют совершенно определенные формационные группы вулканических и плутонических комплексов. Магматическая модель позволяет решать и обратную задачу: по формационным комплексам вулканических и плутонических пород определять геотектонический режим и его этапы. Формациям известковистых толеитовых вулканитов с коматиитовыми лавами и плутонами тоналитов и трондьемитов отвечает начальная фаза становления геосинклинального пояса. Существенно кислым формациям известково-щелочных вулканитов и плутонов диоритов и гранодиоритов — зрелая стадия, а сериям контрастных вулканитов — заключительная фаза геосинклинального процесса. Формации анортозитов и мангеритов, а также интрузивных гипербазитов отвечают раннеорогенному этапу, а калиевые граниты и их мигматиты — главному орогенному этапу.

В результате геосинклинального и орогенного магматизма в коре формируются и накапливаются огромные массы кислого вулканического и плутонического материала и происходит значительное разрастание сиалического слоя континентальной коры.

Аналогично метаморфическая модель показывает, что формирование комплексов метаморфических пород (метаморфических формаций) также отвечает определенным геотектоническим этапам в развитии континентальных подвижных поясов. Низко- и среднетемпературный метаморфизм зеленокаменных толщ докембрия происходит в геосинклинальный этап. Высокотемпературный метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций отвечает орогенным этапам. Изохимический метаморфизм погружения гранулитовой фации происходит в начальные фазы орогенных событий и связан со скучиванием и погружением фундамента подвижной области. Высокотемпературный метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций осуществляется позже, в кульминационный период орогенных событий, и тесно связан с процессами региональной гранитизации. Этот метаморфический процесс носит аллохимический характер и играет определяющую роль в превращении гранулит-базитового слоя глубокой коры в гранито-гнейсовый слой.

Необходимо отметить, что только в конце протерозойского времени впервые появляются настоящие континентальные красноцветные толщи, поэтому можно предположить, что вся докембрийская Земля была покрыта водой и поэтому все геологические процессы совершались под водой, хотя и в достаточно мелководных условиях.

Среди докембрийских образований мы не находим ни магматических аналогов образований рифтогенного режима, ни аналогов формаций современного глубокого океанического дна. Автор считает, что современный рифтогенный режим появился только в фанерозое и не известен в докембрийском мегахроне.

В докембрийском (или протогейском) мегахроне происходит эволюция Земли, в ходе которой длительные и размеренные геосинклинально-орогенные циклы подвижных поясов замедляют циклический ход своего развития, заменяются чисто орогенными циклами и завершаются повсеместной кратонизацией всей поверхности Земли. Докембрийский мегахрон к концу протерозоя предстает эволюционно завершенным и законченным. Следующий фанерозойский (или неогейский) мегахрон следует за предкембрийской альгонской революцией и отличается новой активизацией эндогенных режимов и чрезвычайным ускорением геологической истории. Наряду с геосинклинальным и орогенным режимами появляются рифтогенные эндогенные режимы и новые

Таблица 45

Корреляция магматических и метаморфических событий в подвижных поясах и кратонах древних платформ (цифрами обозначен возраст в млрд. лет)

Геотектонические циклы		Возраст активных событий	Восточно-Сибирская платформа	
геосинклинально-орогенные	самостоятельные орогенные			
VIII		1-0,9		
VII		1,7-1,4	Консолидация платформы Граниты рапакиви 1,6 Вулканы Ачитканского орогенного пояса 1,7	
VI		2-1,8	Консолидация Витимо-Алданского щита К-граниты 1,8 Гранулитовый метаморфизм основания 1,8 Гранит-зеленокаменные комплексы Байкало-Патомского пояса 2-1,8	Грабены сахаборского комплекса на Алданском кратоне
V		2,4	Протрузии ультрабазитов Прибайкалья 2,5	
IV		2,8-2,6	Консолидация Алдано-Станового кратона К-граниты 2,6 Гранулитовый метаморфизм основания 2,6 Гранит-зеленокаменные комплексы Олекмо-Станового пояса 2,8-2,6	Внутрикратонные полиметаморфические зоны Анабарского кратона
III		3,1-2,9	Гранулитовый метаморфизм 2,9; анортозиты 2,9 Гнейсы Олекмо-Станового пояса 3,2-3,1	
II		3,5-3,3	Дайки основных пород Консолидация Алданского и Анабарского кратонов Складчатость алданид и анабарид Вулканогенные и серогнейсовыя плутонические комплексы алданид и анабарид 3,5 (?) - 3,3 (?); гнейсы Омолона 3,5	
I		3,8-3,6		

формационные типы магматических пород. Очевидно, только в фанерозе Земля накопила достаточные запасы внутреннего тепла, что и привело к резкому усилению эндогенной активности. В мезозое начинается великая эпоха обрушения материков и заложения Мировой океанической рифтовой системы. Этим катастрофическим процессом захватываются свыше 2/3 поверхности Земли. Такой исключительный по своим масштабам процесс связан с новейшим рифтогенным режимом, который не известен в докембрийском прошлом Земли.

Восточно-Европейская платформа		Лаврентийская платформа	
Гранулитовый метаморфизм, анортозиты 1-0,9 Вулканы и граниты Дальсландского пояса 1,2-0,9		К-граниты 1-0,9 Гранулитовый метаморфизм, анортозиты 1 Вулканы и плутоны гренвиллского пояса 1,2-1	
Вулканы и граниты II фазы Готского пояса 1,4 Гранулитовый метаморфизм 1,6; анортозиты, рапакиви 1,6 Вулканы и граниты I фазы Готского пояса 1,7-1,6		Гранулитовый метаморфизм 1,4 Плутоны Эльсонского подвижного пояса 1,7-1,4	
Консолидация Балтийской и Южно-Русской плит Свекофенская складчатость и К-граниты 1,8 Гранулитовый метаморфизм основания 1,9 Гранит-зеленокаменные комплексы свекофенид и саксаганид 2-1,8	Реоморфизм беломорид 1,8 Вулканизм наложенных мульд на Кольском кратоне 2-1,8 (Печенга)	Консолидация Канадского и Гренландского щитов К-граниты 1,8 Гранулитовый метаморфизм основания 1,8 Вулканы и граниты Гудзонского пояса 2-1,8; Китилидского, Ранкинского, Нагсутгского поясов	
К-граниты 2,4 Селецкая активизация 2,4; гранулитовый метаморфизм 2,4 Расслоенные интрузии 2,4; дайки друзитов 2,4			
Консолидация Карельского и Кольского кратонов К-граниты 2,6 Ребольская складчатость 2,6 Вулканические и плутонические комплексы Беломорско-Докарельского пояса 2,8-2,6	Вулканизм грабен-синклиналей (Кейвы, Колмозеро) на Норвежско-Кольском кратоне 2,8-2,6	Консолидация кратонов К-граниты кеноранской орогении 2,6 Граниты Коркут в Гренландии 2,6 Гранит-зеленокаменные пояса Супериор и Слейв 2,8-2,6; комплекс Малене 2,8; гнейсы Нук 2,8	
Гранулитовый метаморфизм 2,9; анортозиты 2,9 Тоналиты Центральной Карелии 3,1; гнейсы Кольского полуострова 3,1; метакератофиры Приднепровья 3,2		Гранулитовый метаморфизм 2,9 Анортозиты 3,0 Граниты 3,1	
Мончегорский ультраосновной плутон 3,3 Консолидация Норвежско-Кольского и Бугского кратонов Вулканические и плутонические серогнейсовыя комплексы саамид и бугид 3,5? - 3,3?		Дайки Амералик и Саглек Консолидация Северо-Атлантического кратона	
Гнейсы Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита 3,7		К-граниты 3,6; гнейсы Уивак II 3,6; Мортон 3,6 Вулканогенные комплексы Исуа, Акияма 3,8 Уивак I - 3,8; гнейсы Амисок 3,8	

Возвращаясь к докембрийским подвижным поясам, следует указать на тот замечательный факт, что их заложение и развитие происходило синхронно на всех материках. Одновременность основных эндогенных событий на всех материках должна предполагать планетарную причину тектогенеза и магматизма, может быть даже внешнюю по отношению к Земле. Главную причину мы должны видеть в дифференциации глубинного материала Земли. Расслоение первоначально гомогенного протопланетного вещества на земные оболочки и ядро — это процесс, по всей видимости, все еще не завершённый.

Т а б л и ц а 45 (окончание)

Геотектонические циклы		Возраст активных событий	Южно-Африканская платформа	Индостанская платформа	Западно-Австралийская платформа
геосинклинально-орогенные	самостоятельные орогенные				
VIII		1-0,9	Гранулитовый метаморфизм Капской провинции 1 (Кибарийский орогенез 1)	Сатпурский пояс 1,1-1	
VII		1,7-1,4			Гранулитовый метаморфизм в блоках Фрезер и Мусгрейв 1,4
VI		2-1,8	Бушвельдский плутон 1,9 Гранит-зеленокаменный пояс р. Оранжевой 2-1,8	Гранулитовый метаморфизм Шри Ланка 1,9 Аравалийский пояс 2-1,8	Гранулитовый метаморфизм в блоке Арунта 1,8
V		2,4	Великая дайка 2,5		Дайки диабазов 2,4
IV		2,8-2,6	Консолидация кратона Зимбабве К-граниты 2,6 Гранулитовый метаморфизм 2,6 Булавайские и Шамвайские гранит-зеленокаменные пояса 2,7-2,6	Консолидация кратона Дхарвар К-граниты Клоппет 2,5 Гранулитовый метаморфизм 2,6 Гранит-зеленокаменные комплексы Дхарварского пояса 2,8-2,6	Консолидация кратона Илгарн К-граниты 2,6-2,5 Гранулитовый метаморфизм 2,6 Гранит-зеленокаменные комплексы Илгарнского пояса 2,7-2,6
III		3,1-2,9	Гранулитовый метаморфизм 2,9 Граниты Неспротт, Лочил и др. 3,1	Гранулитовый метаморфизм 2,9 Гнейсы Пенинсьюлар 3,1-3	Консолидация Гранулитовый метаморфизм 2,9 Граниты 3,1-3
II		3,5-3,3	Консолидация Каапвальского кратона К-граниты 3,3 Гранит-зеленокаменные пояса Свазиленда, Машабы, Селукве 3,5-3,3 Покровный комплекс Бейтбридж 3,5	Вулканы и тоналиты поясов Саргур и Холенарсипур 3,5-3,3	Консолидация кратона Пилбара К-граниты 3,3 Вулканы (группа Варравуна) и тоналиты подвижного пояса Пилбара
I		3,8-3,6	Дайки толеитов 3,6 Гнейсы СандРивер 3,8		

Колебания границ раздела оболочек по вертикали должны сопровождаться фазовыми превращениями, перекристаллизацией глубинного вещества и, как следствие, освобождением и очищением от ряда дополнительных флюидных щелочных и кислотных компонентов с атомами большого и малого ионных радиусов, включающих группу так называемых некогерентных элементов. Освобожденный и сконцентрированный флюид, обогащенный некогерентными элементами, должен стремиться вверх в виде импульса из очень глубоких недр Земли. Проникая в верхние подкоровые этажи мантии и коровый слой, мантийный флюид окисляется с появлением достаточного количества воды — самого эффективного плавня, вызывающего появление расплавов. Геосинклинально-орогенная двухэтапная история развития большинства подвижных поясов заставляет говорить о сдвоенном флюидном импульсе, поступающем с разных этапов внутренних оболочек Земли.

Первый поток мантийных флюидов отличается малой степенью восстановленности, малой калиевостью и повышенной натровостью своего состава. Первое окисление водорода происходит в низах литосферы в самых верхах мантии, в подкоровом слое. Подплавление мантийного вещества обуславливает появление астеносферного слоя как места генерации толеитовой и коматитовой магмы. Дальнейшая магмогенерация известково-щелочной магмы также сосредоточивается в астеносферном слое. Смешение базальтовых расплавов с интрателлурическим флюидом, несущим щелочные и кислотные компоненты в сбалансированных соотношениях, дает начало обильным магмам кислого состава.

Обособление магматических резервуаров, перемещение магматических расплавов, внедрение и излияние на поверхность регулируются линейными тектоническими зонами проницаемости, которые пересекают фундамент подвижных поясов. Поскольку в геосинклинальном процессе в отличие от рифтогенного процесса речь всегда идет об опущенных вулканических впадинах, то здесь отсутствует подплавленный мантийный диапир и начальное сводовое поднятие. Разломы, пересекающие фундамент, проникают в подплавленный астеносферный слой и отсасывают магматический расплав. В результате истощенный астеносферный слой сжимается, что выражается в опускании геосинклинального ложа на начальных этапах.

Второй более глубинный флюидный импульс отличается предельной восстановленностью (сухостью) своего состава, повышенной калиевостью и другими соотношениями некогерентных элементов. Такой исключительно сухой флюид проходит мантийное вещество, почти не вызывая его плавления. Окисление этого флюида с появлением воды и процессы селективного плавления происходят уже в коре. Под действием флюида происходит плавление, гранитизация и региональный метаморфизм глубокой коры. Действие второго флюидного импульса связано с процессами магматизма и регионального метаморфизма, относящимися к орогенному этапу развития подвижных поясов.

Разрыв во времени между проявлением первого (геосинклинального) и второго (орогенного) флюидных импульсов достаточно длителен — многие миллионы лет. Поэтому и уровни зарождения флюидных потоков должны далеко отстоять один от другого. Можно только предполагать, что уровнем зарождения наиболее глубинного потока флюидов служит граница ядра и нижней мантии, а менее глубинного — граница нижней и верхней мантии. Эти два флюидных импульса, зарождающихся на разной глубине, не обязательно взаимосвязаны и могут проявляться вполне самостоятельно.

Закономерная смена типов магматизма в течение тектоно-магматического цикла может быть согласована с моделью периодического термического возбуждения мантии под действием импульсных флюидных потоков глубокой Земли. В соответствии с этим тектоно-магматический цикл должен рассматриваться как результат последовательного двухэтапного или одноэтапного разрастания флюидного и термического возбуждения и следующего за ним затухания этих процессов и, наконец, отмирания, отвечающего моменту консолидации и перехода подвижной области в кратонное состояние.

ABSTRACT

Groups of Pre-Cambrian mobile belts of different age have been identified on the old shields, which correspond to major all-world geotectonic cycles, and a geotectonic typization of their interior elements has been made. Magmatic complexes of volcanic and magmatic rocks have been set apart. Groups of magmatic formations have been individualized on the chemical basis. The oldest magmatic complexes have been compared with the Phanerozoic and modern magmatic formations. Magmatism of the old mobile belts has been determined as geosynclinal and orogenic and as being different from the riftogenic magmatism. A magmatic model of the development of the early Earth's mobile belts is suggested on the basis of the historic-geological and petrologic-geochemical aspects of the investigation.

ЛИТЕРАТУРА

- Авченко О.В. Петрология Охотского метаморфического комплекса. М.: Наука, 1977. 95 с.
- Балаганский В.В. Раннедокембрийские эндогенные процессы района сочленения Алданского массива и Становой зоны. — В кн.: Геодинамические исследования. М.: Сов. радио, 1979, № 5, с. 30–46.
- Барт Т.Ф.В., Рейтан П.Х. Докембрий Норвегии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967, с. 47–97.
- Батиева Т.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. — В кн.: Очерки по петрологии и минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968, с. 5–144.
- Белевцев Р.Я. Режим зонального прогрессивного метаморфизма в докембрии Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1982. 162 с.
- Белый В.Ф., Гельман М.Л. Ультраосновные изверженные породы в юго-западной части Корякского нагорья. — В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983, с. 138–149.
- Бибикова Е.В. Древнейшие метаморфические породы Северо-Востока СССР. — В кн.: Геология и металлогения докембрия. Л.: Наука, 1981, с. 41–55.
- Бибикова Е.В., Гриненко В.А., Киселевский М.А., Шуколюков Ю.Л. Геохронологическое и изотопно-кислородное исследование докембрийских гранулитов СССР. — Геохимия, 1982, № 2, с. 1718–1728.
- Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Селько А.Н., Федоровский В.С. Возраст гранитов приморского комплекса (Западное Прибайкалье) по данным U-Pb метода. — Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 2, с. 462–466.
- Бибикова Е.В., Лесная И.М. Изотопный возраст эндербитов Побужья. — Докл. АН СССР, 1982, т. 261, № 1, с. 159–162.
- Бибикова Е.В., Тугаринов А.И. Геохронология беломорского блока. — В кн.: Очерки современной геохимии. М.: Наука, 1972, с. 419–420.
- Богданов А.А. Тектоника платформ и складчатых областей. М.: Наука, 1976. 340 с.
- Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. 168 с.
- Бубнов С. Основные проблемы геологии. М.: ГОНТИ, 1934. 98 с.
- Бухаров А.А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 138 с.
- Бухаров А.А. Магматизм краевых швов Сибирской платформы в среднем протерозое. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1976, т. 7, с. 154–156.
- Васильев Ю.Р. Ультраосновные вулканы севера Сибирской платформы. — В кн.: Ультраосновные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983, с. 138–149.
- Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 105 с.
- Ветрин В.Р. Древнейшие гранитоидные комплексы Мурманского кристаллического массива. — В кн.: Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979, с. 50–89.
- Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Эндербиты Канентъяврского массива. — В кн.: Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979, с. 91–109.
- Владимиров А.Г., Изох А.Э., Яковлев Н.А. Пикритовые порфириты Зайсанской складчатой системы и их генезис. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1236–1240.
- Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов беломорского комплекса. Л.: Наука, 1975. 170 с.
- Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии/С.И. Рыбаков, А.И. Светова, В.С. Куликов и др. Л.: Наука, 1981. 152 с.
- Вяюринен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. 293 с.
- Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы/П.В. Ермолов, Э.П. Изох, А.П. Пономарев, В.Д. Тянь. — Новосибирск: Наука, 1977. 147 с.
- Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов/Н.Г. Судовиков, В.А. Глебовицкий, В.П. Петров, А.Л. Харитонов. — Л.: Наука, 1970. 226 с.

- Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова/А.П. Белолипецкий, В.Г. Гаскельберг, Е.С. Антонюк, Ю.И. Ильин. Л.: Наука, 1980. 240 с.
- Геология и петрология архейского гранит-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии/С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаев, Н.А. Арестова и др. Л.: Наука, 1978. 262 с.
- Геология и петрология южного обрамления Алданского щита/Н.Г. Судовиков, В.А. Глебовицкий, Г.М. Другова и др. Л.: Наука, 1965. 289 с.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления/Под ред. Э.К. Герлинга. М.: Наука, 1968. 334 с.
- Геохронология докембрия Украины/Н.П. Шербак, Е.Н. Бартницкий, Г.Д. Елисеева и др. Киев: Наук. думка, 1965. 262 с.
- Герлинг Э.К., Искандерова А.Д., Левченко О.А., Михайлов Д.А. О возрасте мраморов желтулинской и иенгрской серий Алдана. — Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 6, с. 1397–1400.
- Гилярова М.А. Принципы картирования разновозрастных комплексов докембрия на примере ряда районов Карело-Кольского района. — В кн.: Проблемы изучения литологии докембрия. Л.: Наука, 1967, с. 75–87.
- Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 128 с.
- Глебовицкий В.А. Свекофенский метаморфический пояс. — В кн.: Восточная часть Балтийского щита, геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975, с. 24–43.
- Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 264–285.
- Горлов Н.В. Структура беломорид. Л.: Наука, 1967. 109 с.
- Горхов И.М., Кутявин Э.П., Варшавская Э.С., Лобач-Жученко С.Б. Геохронологическое изучение метаморфических пород Балтийского щита. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация значений возраста. М.: Наука, 1973, с. 215–232.
- Горхов И.М., Кутявин Э.П., Володичев О.И. и др. Rb-Sr геохронология беломорского комплекса. — В кн.: Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М.: Наука, 1981, с. 67–75.
- Горяинов П.М. Кольско-Норвежский мегаблок — древнейший кратон Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 28–42.
- Горяинов П.М. Два типа серогнейсовых комплексов Кольского полуострова. — В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР. Л.: Наука, 1981, с. 30–48.
- Грабкин О.В. К вопросу о внутреннем строении и условиях формирования Нижнетимптонского купола на Алданском щите. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1965, № 1, с. 36–44.
- Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита/И.Д. Батиева, И.В. Бельков, В.Р. Ветрин, Г.В. Виноградов. Л.: Наука, 1978. 264 с.
- Гринберг Г.А. Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968. 185 с.
- Грудинин М.И. Ультраосновные породы Крутой Губы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 7, с. 48–54.
- Гудвин А.М. Архейский вулканизм на Канадском щите. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 139–152.
- Гудвин А.М. Гигантская метеоритная бомбардировка и развитие континентальной земной коры. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 87–107.
- Демина Л.И. Петрология метаморфического комплекса Приольхонья: Автореферат дис. ... канд. геол.-минерал. наук. МГУ, 1975. 24 с.
- Добржинская Л.Ф. Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии. М.: Наука, 1978. 147 с.
- Другова Г.М. Полмос-поросозерский зеленокаменный пояс. — В кн.: Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л.: Наука, 1982, с. 24–52.
- Другова Г.М., Глебовицкий В.М., Савельева Т.Е. Зональные комплексы докембрия. — В кн.: Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы. М.: Наука, 1983, с. 37–44.
- Другова Г.М., Харитонов А.П., Бушмин С.А., Савельева Т.Е. Олонгдинский зеленокаменный пояс Восточной Сибири. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л.: Наука, 1981, с. 28–29.
- Другова Г.М., Харитонов А.П., Бушмин С.А., Чухонин А.П. Структурно-метаморфическое развитие олонгдинского комплекса. — Сов. геология, 1984, № 12, с. 24–29.
- Дук В.Л., Балаганский В.В., Зедгенизов А.Н. Последовательность деформации в архейских образованиях Сутомского блока. — В кн.: Структурная и метаморфическая петрология Алданского щита. Якутск, 1975, с. 19–41.
- Дук В.Л., Кицул В.И., Березкин В.И. Структура и метаморфизм раннего докембрия Алданского щита. — В кн.: Геодинамические исследования. М.: Сов. радио, 1979, № 5, с. 7–29.
- Ермолов П.В. Об источнике калия и фтора при формировании герцинических габбро-гранитных серий Зайсанской складчатой системы. — Геология и геофизика, 1973, № 10, с. 66–76.
- Зайцев А.И., Кицул В.И. Рубидий-стронциевый возраст гранито-гнейсов иенгрской серии Алданского щита. — В кн.: Геохронология Восточной Сибири. Л.: Наука, 1980, с. 54–62.
- Зимин С.С., Юсим Э.И., Грановский А.Г., Щека Ж.А. Меймечит-пикритовый, габбро-диабазовый и пикрит-диабазовый комплексы хребта Пиккульней. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 4, с. 954–958.
- Иванов С.И. Новые аспекты тектоники Урала. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 47–68.

- Изох Э.П.* О классификации габбро-гранитных серий. — В кн.: Магматизм, формации и глубины Земли. М.: Наука, 1972, с. 52–84.
- Илупин И.П., Каминский Ф.В., Франценсон Е.В.* Геология кимберлитов. М.: Недра, 1978, 245 с.
- Искандерова А.Д., Миркина С.Л., Неймарк Л.А., Чухонин А.П.* Новые данные радиологического изучения архейских пород Становой области Алданского щита. — В кн.: Геохронология Восточной Сибири. Л.: Наука, 1980, с. 108–112.
- Калыев Г.И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев: Наук. думка, 1965, 190 с.
- Калыев Г.И.* Древнейший этап формирования континентальной коры. Киев: Наук. думка, 1972, с. 24–38. (Геофиз. сб.; Вып. 73).
- Калыев Г.И.* Ранний докембрий и тектоника плит. — В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 38–46.
- Кицул В.И.* Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 71–92.
- Кицул В.И.* О температурных и глубинных субфациях гранулитовой фации Алданского щита. — В кн.: Геология докембрия. Л.: Наука, 1972, с. 52–59.
- Кицул В.И., Зедгензисов А.Н.* О двучленном делении Алданского комплекса. — В кн.: Стратиграфия архей и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979, с. 125–131.
- Кицул В.И., Шкодзинский В.С.* Гранулитовая фация Алданского щита. — В кн.: Геология докембрия. М.: Наука, 1976, с. 275–286.
- Клигин К.А.* История формирования земной коры Скандинавии. — В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978, с. 55–70.
- Книппер А.Л.* Офиолиты и проблема ортогеосинклиналей. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1978, с. 171–182.
- Ковард М.П., Линтерн Б.К., Райт Л.И.* Ранняя деформация в осадочных породах и гнейсах северной части пояса Лимпопо. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 328–336.
- Коллерсон К.Д., Джессо К., Бриджуотер Д.* Геологическая эволюция архейского гнейсового комплекса восточного Лабрадора. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 245–263.
- Конников Э.Г., Ермолов П.В., Добрецов Г.Л.* Петрология сининверсионных габбро-гранитных серий. Новосибирск: Наука, 1977, 256 с.
- Коржинский Д.С.* Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. — В кн.: Стратиграфия СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939, т. 1, с. 41–63.
- Кориковский С.П.* Метаморфизм, гранитизация и поствагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967, 298 с.
- Корольков В.Г., Рудник В.А., Соболев Э.В.* О позднеазойском—раннеазойском возрасте древнейших пород Охотского массива. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 6, с. 1441–1445.
- Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979, 118 с.
- Кратц К.О.* Геология карелид Карелии. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 381 с.
- Кратц К.О.* О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. — Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР, 1955, вып. 5, с. 175–188.
- Крестин Е.М.* Первая находка коматитов в СССР. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 2, с. 412–415.
- Крылов А.Я., Вишневский А.Н., Силин Д.И., Атрашенков Л.Я.* Абсолютный возраст пород Анабарского щита. — Геохимия, 1963, № 12, с. 1140–1144.
- Крылов И.Н., Горохов И.М., Кутяев Э.П., Мельников Н.Н.* К проблеме датирования полиметаморфических образований шарыжалгайской серии. — В кн.: Геологическая интерпретация данных геохронологии. Иркутск, 1980, с. 27–41.
- Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964, 387 с.
- Кузьмин М.И., Антонов А.Ю.* Геохимия мезозойских гранитоидов Станового хребта. — Геохимия, 1980, № 7, с. 1018–1030.
- Куликов В.С., Куликова В.В.* Ультраосновные эффузивы в докембрии юго-восточной части Балтийского щита. — В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983, с. 121–129.
- Лазарев Ю.И.* О периодизации геологических событий и процессов докембрия. — В кн.: Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978, с. 28–37.
- Ланда Э.А.* Условия образования ультрамафических вулканитов по геохимическим данным. — В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983, с. 160–170.
- Лейтес А.М.* Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. М.: Наука, 1965, 184 с.
- Лейтес А.М.* О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. — Геотектоника, 1968, № 4, с. 114–127.
- Лейтес А.М., Муратов М.В., Федоровский В.С.* Палеоавлакогены и их роль в развитии древних платформ. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1355–1358.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Афанасьева Л.И.* Химический состав ладожской формации Балтийского щита. — Геохимия, 1972, № 3, с. 355–361.

- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С.* Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 208 с.
- Лутц Б.Г.* Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. — М.: Наука, 1964. 105 с.
- Лутц Б.Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Лутц Б.Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
- Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
- Лутц Б.Г., Мокшанцев К.Б.* К вопросу о составе и строении фундамента восточной части Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1962, № 8, с. 48–73.
- Максимов Е.П., Угрюмов А.Н.* Геологическое строение центральной части Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 51–58.
- Марковский Б.А., Ротман В.К.* Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.
- Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита/З.И. Петрова, Я.К. Пожарицкая, В.М. Ройзман, В.А. Утенков.* Новосибирск: Наука, 1975. 206 с.
- Минкин Л.М.* Некоторые вопросы методики картирования гранитизированных комплексов архея Алданского щита. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1960, вып. 3, с. 125–129.
- Миц М.В., Собонович Э.В., Цюнь О.В.* Свинцово-изохронное датирование горных пород Мурманского блока. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 10, с. 5–17.
- Мирская Д.Д.* Супракратальные формации Кейвской зоны. — В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1975, с. 23–25.
- Митрофанов Г.Л.* Вопросы стратиграфии докембрия внутренних зон Байкальской горной страны. — В кн.: Проблемы возраста геологических образований юга Восточной Сибири. Иркутск, 1979, с. 22–27.
- Митрофанов Ф.П.* Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. 102 с.
- Михайлов Н.П., Семенов Ю.Л.* Каратургайский пикрито-диабазовый комплекс и некоторые вопросы петрологии пикритов. — Сов. геология, 1965, № 3, с. 43–58.
- Моралев В.М.* Характерные черты металлогенно-тектонической природы архейских зеленокаменных поясов. — В кн.: Металлогения докембрия. Л.: Наука, 1975, с. 28–31.
- Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозоя Евразии. М.: Наука, 1975. 315 с.
- Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 203 с.
- Нагайцев Ю.В.* Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 100 с.
- Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Чухонин А.П., Миронюк Е.П.* Об архейском возрасте метаморфических пород Станового хребта. — Геохимия, 1981, № 9, с. 1376–1395.
- Обуэн Ж.* Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 1967. 302 с.
- Персиков Э.С.* Взаимосвязь вязкости магматических расплавов с некоторыми закономерностями кислого и основного магматизма. — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 2, с. 426.
- Петрова З.И.* Петрология, геохимия и последовательное формирование пород шарьжальгайской серии. — В кн.: Геология гранулитов, путеводительные экскурсии. Иркутск, 1981, с. 5–28.
- Петрова З.И.* Редкоземельные элементы в процессах ультраметаморфизма. — В кн.: Геохимия редкоземельных элементов. Новосибирск, 1982, с. 111–129.
- Полканов А.А.* Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР, 1935, ч. 1, с. 38–49.
- Половинкина Ю.Ир.* О понятиях формации и формационного анализа в геологии. — В кн.: Геологические формации. Л.: Недра, 1968, с. 9–11.
- Прияткина Л.А., Шарков Е.В.* Геология Лапландского глубинного разлома. Л.: Наука, 1979. 127 с.
- Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И.* Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
- Пушкарев Ю.Д., Рючченев Г.И., Шестаков Г.И., Шуркина Л.К.* Гранитоиды древнее 2800 млн. лет на Кольском полуострове. — В кн.: Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979, с. 18–42.
- Рабкин М.И.* Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. — М.: Госгеолтехиздат, 1959. 163 с.
- Рид Г.* История Земли, ранние стадии. Л.: Недра, 1981. 240 с.
- Робонен В.И., Коросов В.И.* К геологии Костомукшского железорудного месторождения. — В кн.: Вопросы геологии и полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 156–168.
- Робонен В.И., Рыбаков С.И., Светова А.И.* Вулканогенные формации нижнего протерозоя. — Тр. Ин-та геологии Карельского филиала АН СССР, 1974, с. 157.
- Робонен В.И., Рыбаков С.И., Светова А.И.* Палеовулканические реконструкции нижнепротерозойских структур в Карелии. — Сов. геология, 1975, № 8, с. 135–140.
- Робонен В.И., Чернов В.М.* Раннепротерозойский вулканизм Карелии и его продукты. — В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М.: Недра, 1974, с. 116–121.

- Салон Л.И.* Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1. 515 с.; Т. 2. 699 с.
- Салон Л.И.* Периодизация и корреляция докембрия южных материков. Л.: Недра, 1977. 304 с.
- Салон Л.И.* Гнейсогранулитовый комплекс – фундамент карелид в Приладожье и свекофеннид на юге Финляндии. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, № 5, с. 3–17.
- Салон Л.И., Травин Л.В.* Новые данные по стратиграфии и тектонике центральной части Алданского щита. – В кн.: Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы. Л.: Наука, 1974, с. 5–82.
- Свириденко Л.П.* Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры. Л.: Наука, 1980. 216 с.
- Свириденко В.Т., Верхало-Узкий В.И.* Петрохимия гранитов рапакиви Витимо-Алданского щита. – Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 3, с. 689–692.
- Свириденко Л.П., Хейсканен К.И.* Тренды гранитоидов Карелии. Л.: Наука, 1976. 137 с.
- Соболев А.В.* Петрология и геохимия глубинных ультраосновных магм на примере меймечитов Сибирской платформы: Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1983. 28 с.
- Соботович Э.В., Гращенко С.М., Ловцюс А.В.* Возраст пород шарьжалгайской серии. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 9, с. 85–89.
- Соботович Э.В., Рудник В.А.* О возрасте полиметаморфических комплексов иенгрской серии Алданского щита. – Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 4, с. 834–838.
- Соколов С.Д.* Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 93 с.
- Стенарь М.М.* Докембрий Карело-Кольского региона. – В кн.: Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. – Петрозаводск, 1976, с. 4–9.
- Степанов Л.Л.* Радиогенный возраст полиметаморфических пород Анабарского щита. – В кн.: Ранне-докембрийские образования центральной Арктики. Л.: Недра, 1974, с. 102–124.
- Стратиграфия докембрия СССР. Киев: Наук. думка, 1972. 348 с.
- Ступникова Н.И., Зыков С.И., Жиров К.К.* Радиологический возраст пегматитовых жил Северной Карелии. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с. 85–103.
- Судовиков Н.Г.* Докембрий Карельской АССР. – Тр. Междунар. геол. конгр. 17-я сес., 1937, с. 73–78.
- Судовиков Н.Г.* Материалы по петрологии Западного Беломорья. – Тр. Ленинград. геол. управления, 1939, с. 101.
- Судовиков Н.Г.* Структура будинаж в гранитизированных областях на материалах Западного Беломорья. – Докл. АН СССР, Н.С., 1947, т. 58, № 8, с. 1755–1758.
- Судовиков Н.Г.* Тектоника, метаморфизм и гранитизация пород ладожской формации. Л.: Изд-во АН СССР, 1954. 199 с. (Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР; Вып. 4).
- Судовиков Н.Г., Другова Г.М., Крылова М.Д., Михайлов Д.А.* Петрография докембрия Алданского горнопромышленного района. – В кн.: Петрография Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 2, с. 320–446.
- Тausон Л.В., Петрова З.М., Собаченко В.Н.* Геохимические типы гранитов рапакиви. – Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 3, с. 721–726.
- Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива / Г.А. Гринберг, Г.С. Гусев, А.Г. Бахарев и др. М.: Наука, 1981. 360 с.
- Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. 210 с.
- Тимофеев В.М.* Петрография Карелии. М.: Изд-во АН СССР, 1936. 264 с.
- Токарев В.А., Гарифуллин Л.Л.* К стратиграфии серии Колмозеро-Воронья. – В кн.: Вопросы геологии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1963, с. 24–33.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 130 с.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Горлов Н.В.* О возрастном соотношении карельской и беломорской формации. – Геохимия, 1970, № 3, с. 303–308.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Горощенко Г.А.* О возрасте гранулитов Балтийского щита. – Геохимия, 1968, № 9, с. 1052–1060.
- Тугаринов А.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И.* Проблема возраста древнейших образований Станового хребта. – В кн.: Геохронология Восточной Сибири. Л.: Наука, 1980, с. 122–126.
- Федоровский В.С.* Нижний протерозой Байкальской горной области: Автореф. дис. . . . д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1982. 38 с.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Петрология магматических гранитов на примере Урала. М.: Наука, 1975. 277 с.
- Фрумкин И.М.* Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите. – В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л.: Наука, 1967, с. 135–149.
- Фрумкин И.М.* Направленность геологического развития земной коры Алданского щита. – В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970, с. 142–150.
- Харитонов Л.Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 360 с.

- Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Л.: Наука, 1977. 216 с.
- Херасков Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 321 с.
- Черкасов Р.Ф. Проблема региональной метаморфической зональности алдана Южной Якутии. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск, 1972, с. 62–74.
- Черкасов Р.Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 160 с.
- Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
- Штрейс Н.А. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. — В кн.: Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968, с. 22–34.
- Шульдинер В.И. Геология и петрология Могочинского антиклинория в Забайкалье. М.: Наука, 1969. 104 с.
- Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 224 с.
- Щербак Н.П., Баргницкий Е.Н., Елисеева Г.Д. Геохронология докембрия Украинского щита. М.: Наука, 1970. 241 с.
- Эрманович И.Ф., Девисон У.Л. Гранулиты Пиквитоний и северо-западная часть провинции озера Верхнего на Канадском щите. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 337–355.
- Этапы и типы эволюции докембрийских древних щитов / К.О. Кратц, В.Я. Хильтова, А.Б. Вревский и др. Л.: Наука, 1981. 163 с.
- Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 171 с. (Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР; Вып. 18).
- Albuquerque C.A.R.* Origin of the plutonic mafic rocks of southern Nova Scotia. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1979, vol. 90, N 8, p. 719–731.
- Allsop H.L., Ubbrych I.I., Nicolaysen L.O.* Dating some significant event in the history of the Swaziland System. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1968, vol. 5, p. 606–669.
- Allsop H.L., Viljoen M.J.* Strontium isotope studies of the mafic and felsitic rocks on the Onverwach group of Swaziland sequence. — *Geol. Rdsch.*, 1973, Bd. 62, S. 902–917.
- Anantha C.V., Narayanan T.R.* Geochemical comparison of Archean granulite in India. — In: *Archean geochemistry* / Ed. B. Windley. Amsterdam: Elsevier, 1978, p. 263–288.
- Anhaeusser C.R.* The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1973, vol. 273, p. 359–388.
- Anhaeusser C.R.* A geological investigation of the Archean granite greenstone terraine south of Barberton Mountain Land. — *Geol. Soc. S. Afr. Trans.*, 1980, vol. 83, p. 43–106.
- Arndt N.T.* Thick layered peridotite-gabbro lava flows in Munro Township. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1977, vol. 14, p. 2620–2637.
- Arriens P.A.* The Archean geochronology of Australia. — *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*, 1971, vol. 3, p. 11–24.
- Balambrahmany M.N.* Geochronology and geochemistry of Archean tonalite gneisses and granite of India. — In: *Archean geochemistry* / Ed. B. Windley. Amsterdam: Elsevier, 1978, p. 109–126.
- Barnes R.G., Lewis J.D., Gee R.* Archean ultramafic lavas from Mount Clifford, West Australia. — *Extr. Rep. Dep. Mines. Perth*, 1974, p. 59–70.
- Barton J.M., Hunter D.Rg, Jackson M.P., Wilson A.C.* Rb-Sr age and source of the Bimodal Suite of the Ancient gneiss complex, Swaziland. — *Nature*, 1980, vol. 283, N 5813, p. 756–758.
- Barton J.M., Key R.M.* The tectonic development of the Limpopo mobile belt. — In: *Precambrian plate tectonics* / Ed. A. Kroner. Amsterdam: Elsevier, 1981, p. 124–136.
- Bellini G., Peccerillo A., Poli G.* The Vedrette di Ries plutonic complex. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1981, vol. 78, p. 145–156.
- Bhasker R.Y., Naqvi S.M.* Geochemistry of metavolcanics from the Bababudan schist belt. — In: *Archean geochemistry* / Ed. B. Windley. Amsterdam: Elsevier, 1978, p. 325–342.
- Bickle M.J., Martin A., Nisbet E.G.* Basaltic and peridotitic komatiites and stromatolites above a basalt unconformity in the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 27, p. 155–162.
- Black L.P., Gal N.H., Moorbath S., Pankhurst R.J.* Isotopic dating of very early Precambrian amphibolite facies gneisses from the Gothaob district, West Greenland. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 12, p. 245–259.
- Black L.P., Moorbath S., Pankhurst R.J., Windley B.F.* Pb/Pb whole rock age of the Archean granulite facies metamorphic event in West Greenland. — *Nature, Phys. Sci.*, 1973, vol. 244, p. 50–53.
- Bridgwater D., Collerson K.D.* The major petrological and geochemical characters of the 3.600 m.y. Uivak gneisses from Labrador. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1976, vol. 54, p. 43–59.
- Brown G.C., Cassidy J., Tindle A.C., Hughes D.J.* The Loch Doon granite in the British Caledonides. — *J. Geol. Soc.*, 1979, vol. 137, p. 749–758.
- Buddington A.F.* Granite emplacement with special reference to North America. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1959, vol. 70, p. 671–747.
- Bugge J.A.W.* Geological and petrographical investigations in the Kongsberg Bamble formation. — *Norsk geol. unders.*, 1943, bd. 100, s. 1–150.

- Chadwick B., Coe K., Gibbs A.D.* et al. Field evidence relating to the origin of 3000 m.y. gneisses in southern West Greenland. — *Nature*, 1974, vol. 249, N 5460, p. 136–137.
- Chappell B.W., White A.J.K.* Two contrasting granite types. — *Pacif. Geol.*, 1974, vol. 8, p. 173–184.
- Collerson K.D., Jesseau C.W., Bridgwater D.* Crustal development of the Archean gneiss complex Eastern Labrador. — In: *The Early history of the Earth* / Ed. B. Windley. Amsterdam: Elsevier, 1976, p. 237–253.
- Collins W.J., Beans S.D., White A.J., Chappel B.W.* Nature and origin I-type granites to Southern Australia. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1982, vol. 80, p. 189–200.
- Condie K.C.* Geochemistry of Proterozoic granite plutons from New Mexico. — *Chem. Geol.*, 1978, vol. 21, p. 131–149.
- Condie K.C., Harrison N.M.* Geochemistry of the Archean Bulawayan group, Midland greenstone belt, Rhodesia. — *Precamb. Res.*, 1976, vol. 3, p. 253–271.
- Condie K.C., Lo H.H.* Trace element geochemistry of the Louis Lake batholith, Wyoming. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, vol. 35, p. 109–111.
- Crawford A.R.* Reconnaissance Rb-Sr dating of the Precambrian rock of southern Peninsular, India. — *J. Geol. Soc. India*, 1969, vol. 10, p. 117–166.
- Crustal evolution of Southern Africa: 3,8 billion years of Earth history. New York: Heidelberg: Springer-Verl., 1982. 521 p.
- Dons J.A.* The stratigraphy of supracrustal rocks in the Precambrian Telemark area, Southern Norway. — In: *Intern. geol. congr. 21 Sess., Oslo, 1960*, guide H(A10), p. 211–238.
- Dons J.A.* The Telemark area. — *Sci. Terre*, 1972, vol. 17, p. 11–32.
- Douglas R.I.W.* Geological provinces of Canada. — In: *National Atlas of Canada*. Ontario: Dep. Energy, Mines, Resour., 1973, p. 3–22.
- Dupuy C., Dostal J., Fratta M.* Geochemistry of Adamello massif, Northern Italy. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1982, vol. 80, p. 41–48.
- Durney D.W.* A major unconformity in the Archean, Jones Creek, Western Australia. — *J. Geol. Soc. Austral.*, 1972, vol. 19, p. 251–259.
- Echeverria L.M.* Tertiary Mesozoic komatiites from Corgona Island, Colombia. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1980, vol. 73, p. 255–266.
- Engel A.F., Dixon T.H., Stern R.I.* Late Precambrian evolution of Afro-Arabian crust from ocean arc to craton. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1981, vol. 91, p. 699–706.
- Eskola P.* On the petrology of eastern Fennoscandia. — *Fennia*, 1925, vol. 45, N 19, p. 22–37.
- Eskola P.* Petrographische Charakteristic der kristallinen Gesteine von Finland. — *Fortschr. Miner.*, 1927, Bd. 11, S. 57.
- Eskola P.* The problem of matled gneiss dones. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1948, vol. 104, p. 461–476.
- Froend C.R.C., Hughes D.I.* Relict plutonic textures in Archean ultramafic rocks from the Fiskeneset region, South Western Greenland. — In: *Archean geochemistry* / Ed. B. Windley. Amsterdam: Elsevier, 1978, p. 375–394.
- Giles C.W., Hallberg I.A.* The genesis of the Archean Welcome Well volcanic complex, Western Australia. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1982, vol. 80, p. 307–318.
- Glikson A.Y.* Geosynclinal evolution and geochemical affinities of early Precambrian systems. — *Tectonophysics*, 1970, vol. 9, p. 397–433.
- Glikson A.Y., Lambert I.B.* Vertical zonation and petrogenesis of the early Precambrian crust in Western Australia. — *Tectonophysics*, 1976, vol. 30, p. 55–90.
- Goldich S.S., Hedge C.E.* 3800-Myr granitic gneiss in southwestern Minnesota. — *Nature*, 1974, vol. 252, N 5483, p. 467–468.
- Goldich S.S., Hedge C.E., Stern T.W.* Age of the Morton and Monteideo gneisses and related rocks, Southwestern Minnesota. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, vol. 81, p. 3671–3696.
- Gorbachev R.* Aspects and problems of Precambrian geology in Western Sweden. — *Sver. geol. unders. C*, 1970, s. 650.
- Gorbachev R.* Fundamental subdivision of Precambrian granitoids in the Amal mega-unit. — *Geol. fören. Stockholm förhandl.*, 1975, bd 97, pt 2, s. 561.
- Gorbachev R.* The Precambrian of the Western Baltic shield. — In: *Principles and criteria of subdivision in mobile zones*. Leningrad: Nauka, 1980, p. 206–223.
- Gower C.F., Clifford P.M.* The structural geometry and geological history of Archean rocks at Kenora, North-Western Ontario-proposed type area for the Kenoran Orogeny. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1981, vol. 18, N 6, p. 1075–1091.
- Griffin W.L., McGregor V.R., Nutman A.* et al. Early Archean granulite facies metamorphism south of Ameralic, West Greenland. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 50, p. 59–74.
- Gulson B.* Radiometriset lanmaarirykset. — In: *Annu. rep. geol. surv. Finland*. Otaniemi, 1970, p. 73–78.
- Hallberg I.A., Johnston C., Bye S.M.* The Archean Madra igneous complex Western Australia. — *Precamb. Res.*, 1976, vol. 3, p. 111–136.
- Hamilton P.J., Evensen N.M., O'Nion R.K.* et al. Sm-Nd dating of Onverwach group volcanics, Southern Africa. — *Nature*, 1979, vol. 279, N 5711, p. 298–300.
- Hamilton P.J., Evensen N.M., O'Nion R.K., Glikson A.Y.* Sm-Nd dating of the Talga-Talga subgroup War-

- rawona group Pilbara block, Western Australia. — In: Second Intern. Archean symp. / Ed. I.E. Gloves. Pert, 1980, p. 11–12.
- Hamilton R.J., O'Nion R.K., Bridgwater D., Nutman A. Sm-Nd studies of Archean metasediments and meta-volcanics from West Greenland. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 62, p. 263–272.
- Hawkesworth C.J., Moorbath S., O'Nion R.K. Age relationships between greenstone belt and granite in the Rhodesia Craton. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 25, p. 251–262.
- Hawkesworth C.J., O'Nion R.K. The petrogenesis of some Archean volcanic rocks from southern Africa. — J. Petrol., 1977, vol. 18, p. 487–520.
- Heier K., Naterstad I., Bruni I. A Rb-Sr whole rocks isochron date from the Stavanger Area South Norway. — Norsk geol. tidsskr., 1972, bd 57, N 4, s. 28–32.
- Hickman M.H. A 3500 old granite in South Africa. — Nature, 1974, vol. 251, N 5473, p. 295–296.
- Hickman M.H. Isotopic evidence for crustal reworking in the Rhodesia Archean Craton. — Geology, 1978, vol. 6, p. 214–216.
- Honegger K., Dirich V., France W., Ganser A. Magmatism and metamorphism in the Ladach Himalayas. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 60, p. 253–292.
- Hubbard F.H. The Precambrian crystalline complex of South-West Sweden. — Geol. fören. Stockholm förhandl., 1975, bd 97, pt 3, s. 562.
- Hunter D.R. Crustal development in the Kaapvaal craton. — Precamb. Res., 1974, vol. 1, p. 259–294.
- Hunter D.R. Granite-Greenstone terraine Kaapvaal province. — In: Crustal evolution of Southern Africa. N.Y.: Spring-Verl., 1982, p. 21.
- Hunter D.R., Barker F., Millard H.T. The geochemical nature of the Archean ancient gneiss complex and granodiorite suite, Swaziland. — Precamb. Res., 1978, vol. 7, p. 105–127.
- Hutton J. The theory of the Earth, or an investigation of the laws observable in the composition dislocation and restoration of land upon the globe. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1788, vol. 1, pt 1, p. 209–304.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.I. Interpretation of Nd, Sm and isotope data from archean migmatites Lofoten, Norway. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 41, p. 245–253.
- Jahn B., Anvray B., Blais S., Capdevilla R. Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belt. — J. Petrol., 1980, vol. 21, p. 201–244.
- Jahn B., Shih C. On the age of the Onverwocht group Swaziland sequence, South Africa. — Geochim. et cosmochim. acta, 1974, vol. 38, p. 873–885.
- Jenner G.A., Fryer B.J. Geochemistry and origin of the Archean Prince Albert group volcanics, Canada. — Geochim. et cosmochim. acta, 1981, vol. 42, N 11, p. 1645–1654.
- Kalsbeck F. The northward extend of the Archean basement of Greenland. — Precamb. Res., 1981, vol. 14, p. 203–219.
- Koble P., Taylor S.R. Major and trace element relationship in granodiorites and granites from Australia. — Contrib. Miner. and Petrol., 1966, vol. 12, p. 202–222.
- Krogh T.E., Devis G.L. Zircon U-Pb ages of archean meat volcanic rocks in the Canadian Shield. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1972, vol. 71, p. 70.
- Krogh T.E., Hurley P.M. Strontium isotope variation and whole rock isochron studies, Granville province. — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, p. 433–447.
- Kroner A. The Precambrian geotectonic evolution of Africa: Plate accretion versus plate destruction. — Precamb. Res., 1977, vol. 2, p. 163–213.
- Kroner A., Puustinen K., Hickman M. Geochronology of an Archean Tonalitic gneiss dome in Northern Finland. — Contrib. Miner. and Petrol., 1981, vol. 76, p. 33–41.
- Kouvo O. Radiactive age of some Finnish Precambrian minerals. — Bull. Commis. geol. Finl., 1958, vol. 182, p. 1–70.
- Kouvo O. Kallioperanne ikasuhteista. — Geology, 1964, vol. 2, p. 11–13.
- Kouvo O. Minerals ages from the Finnish Precambrian. — J. Geol., 1968, vol. 74, p. 421–442.
- Kouvo O. The use of the mafic pegmatoids in geochronology. — In: European colloquium on geochronology. Abstr. Otaniemi, 1977, p. 78.
- Lambert R.S.T., Holland I.G. Amitsoq gneiss geochemistry. In: The early history of the Earth / Ed. B. Windley. Amsterdam: Elsevier, 1976, p. 191–201.
- Lippolt H.I., Wasserburg G. Rb-Sr mineral isochron ages of Monche Tundra rocks, Kola Peninsula. — Fortschr. Miner., 1973, Bd. 50, S. 102–104.
- Magnusson N.H. Age determination of Swedish Precambrian rocks. — Geol. fören. Stockholm förhandl., 1960, bd 82, s. 4–24.
- Magnusson N.H. The Precambrian history of Sweden. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1965, vol. 121, p. 481.
- Mason R. The Limpopo mobile belt, Southern Africa. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1973, vol. 273, p. 963–985.
- McGregor V.R. The early Precambrian gneisses of the Godthab district, West Greenland. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1973, vol. 273, p. 343–358.
- McGregor V.R. Archean gray gneisses and the origin of the continental crust evidence from the Godthaab region West Greenland. — In: Trondhjemites and related rocks / Ed. F. Barker. Amsterdam: Elsevier, 1979, p. 169–204.

- McGregor V.R., Mason B. Petrogenesis and geochemistry of metabasaltic metasedimentary enclaves in the Anitsoq gneisses, Western Greenland. — *Amer. Miner.*, 1977, vol. 62, p. 887–904.
- Meriläinen K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, Northern Finland. — *Bull. Geol. Surv. Finl.*, 1976, vol. 281, p. 1–129.
- Michot P. Le massif complexe anorthosite-leuconoritique de Haerland-Heleren. — *Mém. Acad. roy. Belg. Cl. sci.*, 1961, vol. 22, p. 15.
- Michot P. Geological environments of the anorthosites of South Rogoland Norway. — *Mem. N.Y. State Mus. Sci. Serv.*, 1969, vol. 18, p. 30–48.
- Moorbath S. Age and isotope evidence for the evolution of continental crust. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1978, vol. 288, p. 401–413.
- Mutanen T. Komatiites and komatiite provinces in Finland. — *Geology*, 1976, vol. 28, p. 49–56.
- Nagvi S.M., Hussain S.M. Relation between trace and major element composition of the Chitaldrug metabasalts, Mysore India. — *Chem. Geol.*, 1973, vol. 11, p. 17–30.
- Naqvi S.M., Viswanathean M.N. Geology and geochemistry of the Holenarasipur schist belt of the Indian Peninsula. — In: *Archean geochemistry* / Ed. B. Windley: Amsterdam: Elsevier, 1978, p. 109–126.
- Nesbitt R.W., Jahn B.M., Purvia A.C. Komatiites: On Early Precambrian phenomenon. — *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 1982, vol. 14, p. 31–45.
- O'Nion R.K., Baadsgaard H. A radiometric study of polymetamorphism in the Bamble region, Norway. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1971, vol. 34, p. 4–28.
- O'Nion R.K., Heier K. A reconnaissance Rb-Sr geochronological study of the Kongsberg area, South Norway. — *Norsk geol. tidsskr.*, 1972, bd 52, N 2, s. 50–67.
- Oosthuysen E.J. Radiometric dating of intrusives associated with the Waterberg System. — *Ann. S.Afr. Geol. Surv.*, 1964, vol. 3, p. 87–106.
- Pedersen S. Age determination from the Ireland Euje area. — *Norsk geol. unders.*, 1973, bd 20, s. 300.
- Perfit M.R., Brueckner H., Lawrence I.R., Kay R.W. Trace element and isotopic variation in a zoned pluton, Unalaska Island. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1980, vol. 73, p. 69–87.
- Pidgeon R.T. 3450 m.y. old volcanics in the Archean layered greenstone succession of the Pilbara Block, Western Australia. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 37, p. 421–428.
- Pitcher W.S. A nature ascent and emplacement of granitic magmas. — *J. Geol. Soc.*, 1979, vol. 136, p. 627–662.
- Precambrian plate tectonics / Ed. A. Kroner. Amsterdam: Elsevier, 1981. 605 p.
- Price R.C., Sinton I.M. Geochemistry variation in a suite of granitoids and gabbros from South and New Zealand. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1978, vol. 67, p. 267–279.
- Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I., Hebeda E.H. Rb-Sr investigation on Precambrian granite in Central Telemark. — *Norsk geol. unders.*, 1973, bd 289, s. 15–22.
- Pyke D.R., Naldrett A.J., Eckstrand O.R. Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, p. 955–978.
- Raith M., Raese P., Hormann P.K. The Precambrian of Finnish Lapland. — *Geol. Rdsch.*, 1982, Bd. 71, H. 1, S. 230–244.
- Ramiengar A.S., Remakrishnan M., Viswanutha M.N. Charnockite-gneiss complex relationship in Southern India. — *J. Geol. Soc. India*, 1978, vol. 19, p. 411–419.
- Roddick J.C., Compston W., Durney D.W. The radiometric age of the Mount Keit granodiorite in the Yilgarn Block, Western Australia. — *Precamb. Res.*, 1976, vol. 3, p. 55–78.
- Saunders A.D., Tarney J., Smith P. Geochemistry of Mesozoic marginal basalt basin floor igneous rocks from Southern Chile. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1979, vol. 90, N 3, p. 237–258.
- Simonen A. Pre-Quaternary rocks in Finland. — *Bull. Commis. geol. Finl.*, 1960, vol. 191, p. 49–60.
- Skiöld T. The interpretation of the Rb-Sr and K-Ar ages of Late Precambrian rocks in South Sweden. — *Norsk geol. unders.*, 1976, bd. 98, s. 564.
- Strong D.F., Dupuy C. Rare earth elements in the bimodal Mount Peyton batholith. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1982, vol. 19, p. 308–315.
- Tarney J., Saunders A.D. Trace element constrains on the origin of Cordillera batholiths. — In: *Origin of granite batholiths* / Ed. M. Alterton. Orpington: Shiva Publ. Ltd, 1979, p. 90–106.
- Taylor P.N. An early Precambrian age for migmatites gneisses from Viken Westernalen North Norway. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 27, p. 35–42.
- Turek A., Smith P. Rb-Sr and U-Pb ages of volcanism and granite emplacement in the Michipicoten Belt, Ontario. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1982, vol. 19, p. 1600–1626.
- Viljoen M.J., Viljoen R.P. Archean volcanicity and continental evolution in the Barberton region. — In: *African magmatism and tectonics*. Edinburgh, 1970, p. 22–49.
- Viljoen R.P., Viljoen M.J. The geological and geochemical significance of the upper formation of the Onverwacht group. — *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, 1969, N 2, p. 113–151.
- Wanless R.K., Stewens R.D., Lovering W.D. Anomalous parent-daughter isotopic relationships in rocks near Chibougamau Quebec. — *Eclog. geol. helv.*, 1970, vol. 63, p. 34–48.
- Weaver B.L., Turney J., Windley B.F., Sugavanen E.B. Madras granulites. — In: *Archean geochemistry* / Ed. B. Windley. Amsterdam: Elsevier, 1978, p. 177–204.
- Wegmann E.C. Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinnland. — *Fennia*, 1928, vol. 50, N 16, p. 1–22.

- Wegmann E.C.* Tectonic patterns at different levels. – Trans. and Proc. Geol. Soc. S.Afr., 1963, vol. 66, p. 78.
- Welin E.* The absolute time scale and the classification of Precambrian rocks in Sweden. – Geol. fören. Stockholm förhandl., 1966, bd 88, N 524, s. 42–63.
- Welin E., Blomqvist M.* Further age measurements of radioactive minerals from Sweden. – Geol. fören. Stockholm förhandl., 1966, bd 88, N 524, s. 3–18.
- Welin E., Christiansson K., Nilson O.* Rb-Sr radiometric ages of extrusive and intrusive rocks on Northern Sweden. – Sver. geol. unders. C, 1971, N 666, s. 11–28.
- Welin E., Gorbachev R.* Rb-Sr age granitoid gneisses in the Pregothonian area of South Sweden. – Geol. fören. Stockholm förhandl., 1976, bd. 98, N 567, pt 4, s. 28–42.
- Willett G., Eshuys E., Guy B.* Ultramafic rocks of the Norseman area, Western Australia. – Precamb. Res., 1974, vol. 6, p. 133–156.
- Wilson A.F.* Comparison of some of the geochemical features and tectonic setting of Archean and Proterozoic granulites, Australia. – In: Archean geochemistry/Ed. B. Windley. Amsterdam: Elsevier, 1978, p. 241–267.
- Wilson H.D.B.* The volcanic sequence in Archean shields. – Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., 1977, vol. 16, p. 355–374.
- Windley B.F.* The evolving continents. L.: Wiley, 1977. 385 p.
- Windley B.F.* Phanerozoic granulites. – J. Geol. Soc., 1981, vol. 138, p. 745–751.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава 1	
Подвижные пояса и кратоны Восточно-Сибирской платформы	13
Анабарский щит	14
Раннеархейская подвижная область анабарид	16
Позднеархейские пояса внутрикратонных зон разломов	28
Общие выводы	36
Витимо-Алданский щит	37
Алданская подвижная область (3,5–3,3 ? млрд. лет)	39
Олекмо-Становой подвижный пояс (3,1–2,6 млрд. лет)	54
Байкало-Патомский подвижный пояс (2–1,8 млрд. лет)	58
Акитканский орогенный вулканический пояс (1,7–1,6 млрд. лет)	66
Общие выводы	67
Кольмо-Омолонский и Охотский массивы	69
Глава 2	
Подвижные пояса и кратоны Восточно-Европейской платформы	74
Балтийский щит	74
Саамский подвижный пояс (более 3 млрд. лет)	74
Беломорско-докарельская подвижная область (2,8–2,4 млрд. лет)	81
Свекофено-Карельский подвижный пояс (2–1,8 млрд. лет)	94
Готский орогенный подвижный пояс (1,7–1,4 млрд. лет)	102
Дальсландский подвижный пояс (1,2–0,9 млрд. лет)	107
Общие выводы	111
Украинский щит	113
Раннеархейская подвижная область (более 3,2 млрд. лет)	114
Позднеархейская подвижная область (2,8–2,6 млрд. лет)	116
Нижнепротерозойская подвижная область (2–1,8 млрд. лет)	117
Общие выводы	118
Глава 3	
Подвижные пояса и кратоны других платформ	120
Лаврентийская платформа	120
Платформа Калахари	131
Индостанская платформа	138
Западно-Австралийская платформа	142
Глава 4	
Геохронологическая периодизация докембрия и геотектонические циклы развития подвижных поясов	145

Глава 5

Докембрийские магматические формации и сравнение их с фанерозойскими формациями	152
Формационные типы ультраосновных пород	153
Эвгеосинклинальные формации известковистых и известково-щелочных вулканитов.	161
Гранитоидные плутонические формации подвижных поясов	169

Глава 6

Магматическая и метаморфическая модели геосинклинальных и орогенных подвижных поясов	180
Магматизм, метаморфизм и структуры геосинклинального процесса	181
Магматизм, метаморфизм и структуры орогенного процесса	187
Заключение	196
Abstract	202
Литература	203

CONTENTS

Introduction	5
Chapter 1	
Mobile belts and cratons of the East-Siberian Platform	13
The Anabar Shield	14
The early Archean mobile region of anabarides	16
The late Archean belts of intracraton fault zones	28
General conclusions	36
The Vitim-Aldan Shield	37
The Aldan mobile region (3,5–3,3 ? bil. years)	39
The Olekmo-Stanovoi mobile belt (3,1–2,6 bil. years)	54
The Baikal-Patom mobile belt (2–1,8 bil. years)	58
The Akitkan orogenic volcanic belt (1,7–1,6 bil. years)	66
General conclusions	67
The Kolimo-Omolon and Okhotsk Massifs	69
Chapter 2	
Mobile belts and cratons of the East-European Platform	74
The Baltic Shield	74
The Saam mobile belt (more than 3 bil. years)	74
The Belomor-Pre-Karelian mobile region (2,8–2,4 bil. years)	81
The Svekofen-Karelian mobile belt (2–1,8 bil. years)	94
The Gothian orogenic mobile belt (1,7–1,4 bil. years)	102
The Dalsland mobile belt (1,2–0,9 bil. years)	107
General conclusions	111
The Ukrainian Shield	113
The early Archean mobile region. (more than 3,2 bil. years)	114
The late Archean mobile region (2,8–2,6 bil. years)	116
The lower Proterozoic mobile region (2–1,8 bil. years)	117
General conclusions	118
Chapter 3	
Mobile belts and cratons of other platforms	120
The Laurentian Platform	120
The Kalahari Platform	131
The Hindustani Platform	138
The West-Australian Platform	142
Chapter 4	
The geochronological periodization of the Precambrian and the geotectonic development cycles of mobile belts	145

Chapter 5

The Precambrian magmatic formations and their comparison with the Phanerozoic formations	152
Formation types of ultrabasic rocks	153
Eugeosynclinal formations of calcareous and calcareous-alkaline volcanites	161
Granitoidal plutonic formations of mobile belts	169

Chapter 6

Magmatic and metamorphic models of geosynclinal and orogenic mobile belts	180
Magmatism, metamorphism and structures of the geosynclinal process	181
Magmatism, metamorphism and the structure of the orogenic process	187
Conclusion	196
Abstract	202
References	203

Борис Георгиевич Лутц

МАГМАТИЗМ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ РАННЕЙ ЗЕМЛИ

Утверждено к печати

*Межведомственным геофизическим комитетом
при Президиуме Академии наук СССР*

Редактор Л.А. Графова

Редактор издательства И.М. Ерофеева

Технический редактор В.В. Лебедева

Корректор Л.А. Агеева

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 29167

Подписано к печати 25.10.85. Т — 19552. Формат 70 x 100 1/16
Бумага для глубокой печати. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печл. 17,6. Усл.кр.-отг. 17,7. Уч.-изд.л. 21,1. Тираж 950 экз.
Тип. зак. 958. Цена 3 р. 20 к.

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

3 р. 20 к.

4575