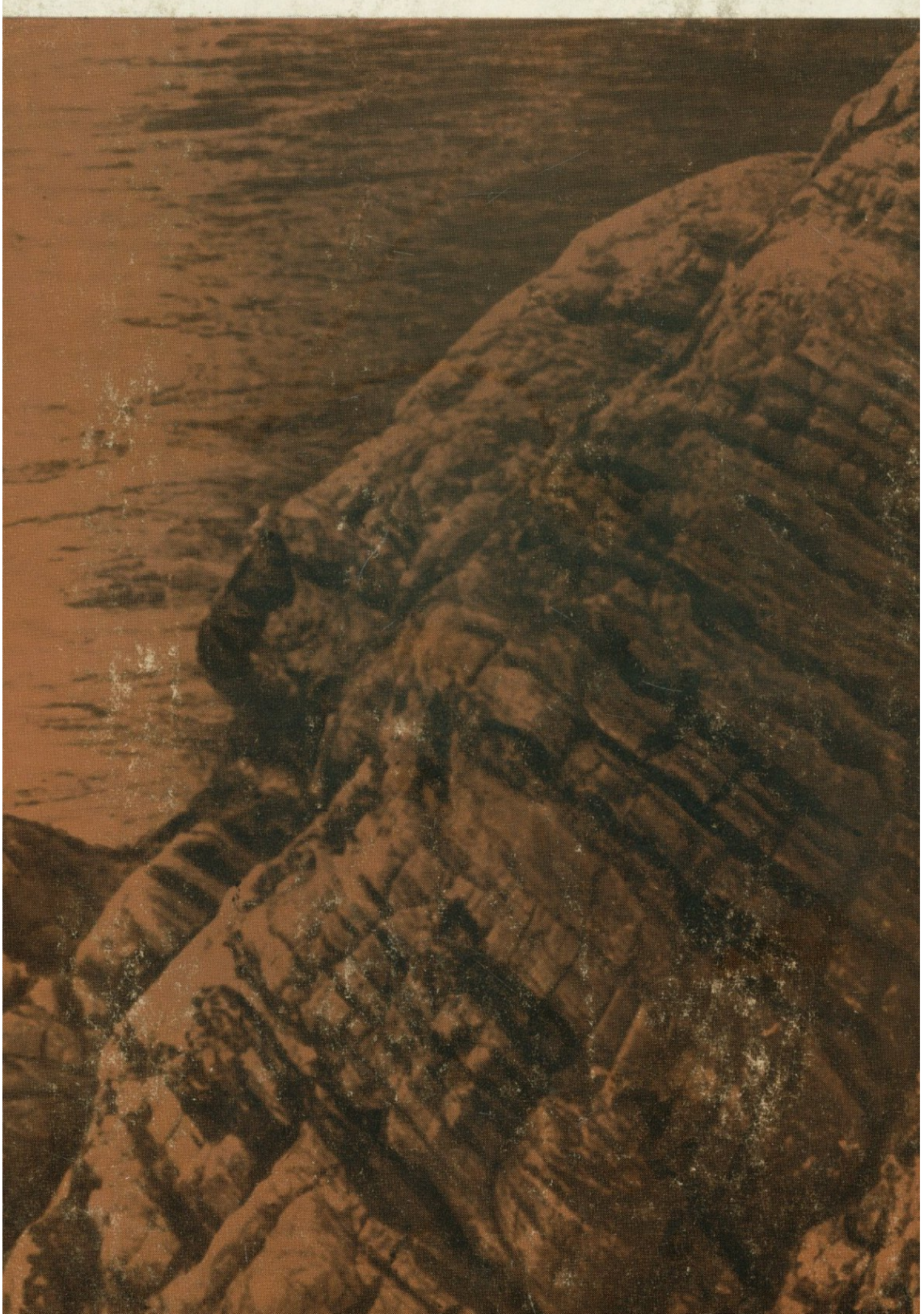
ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

552.5+551.73

ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

ВЫПУСК 4

В двух книгах

Книга 1

ПОД РЕДАКЦИЕЙ
академика А. В. СИДОРЕНКО

уже внесли в комп.



МОСКВА, «НЕДРА», 1975

Геологических Наук АН Арм.ССР
Библиотека

УДК 552.5+552.143 : 551.73(063)

Проблемы осадочной геологии докембрия. Под ред. акад. А. В. Сидоренко. Вып. 4. В 2-х книгах. Кн. 1. М., «Недра», 1975. 328 с. (Академия Наук СССР, Министерство геологии СССР).

Монография составлена на основании материалов X Всесоюзного литологического совещания, состоявшегося 16—19 апреля 1973 г. в Москве. Она отражает современный уровень знаний в области изучения древнейших образований земной коры и является первым опытом всестороннего систематизированного изложения важнейших аспектов теории литогенеза, осадочного и осадочно-метаморфогенного рудообразования в докембрии, а также методов исследования докембрийских глубокометаморфизованных комплексов.

В книге 1 освещаются вопросы периодизации докембрийской геологической истории, эволюции литогенеза, условий гипергенеза в докембрии и проблемы рудоносности в связи с осадконакоплением и мобилизацией вещества при метаморфизме. Рассмотрены вопросы литологии и вещественного состава докембрийских осадочно-метаморфических пород, их первичная природа и условия докембрийской седиментации, а также характер процессов докембрийского выветривания и их эволюция.

Книга рассчитана на специалистов, работающих в области исследования докембрийских комплексов — геологов, геохимиков, литологов, петрологов, металлогенистов.

Табл. 41, ил. 72, список лит. — 637 назв.

Редакционная коллегия:

А. В. Сидоренко (главный редактор), *А. И. Тугаринов* (зам. главн. редактора), *В. А. Теняков* (зам. главн. редактора), *Н. Б. Вассоевич, И. С. Дудорова, Г. Б. Гиммельфарб, А. Н. Еремеев, Н. П. Лаверов, О. И. Лунева, О. М. Розен, А. Б. Ронов, Д. П. Сердюченко, Св. А. Сидоренко, Н. А. Созинов* (отв. секретарь).

П $\frac{20801-491}{043(01)=75}$

© Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС), 1975

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблемы литологии и осадочной геологии докембрия входят в число ведущих проблем современной геологии, поскольку докембрийские комплексы континентов охватывают преобладающий по времени начальный отрезок истории Земли и содержат подавляющее количество рудных и неметаллических полезных ископаемых. Теоретическая и практическая важность этого направления определяется твердо установленным фактом широкого развития в докембрии экзогенных процессов. Это положение имеет принципиальное значение для понимания совокупности геологических явлений в архее, протерозое и фанерозое как единого в своей сущности эволюционного процесса развития земной коры. Признание принципа эволюционно усложняющегося единства геологических процессов в докембрии и фанерозое имеет также большое методологическое значение. Однако мы ещё далеки от полного и всестороннего понимания условий литогенеза в докембрии, поскольку не располагаем необходимыми объёмами знаний об этих условиях. Между тем непрерывно накапливающиеся частные фактические данные, раскрывающие те или иные стороны докембрийского литогенеза, требуют широкого обсуждения и критического анализа. С этой целью в 1973 г. в Москве было проведено X Всесоюзное литологическое совещание, посвященное проблемам литологии и осадочной геологии докембрия.

Настоящая коллективная сводная работа, выпущенная в двух книгах, суммирует материалы докладов, выступлений и дискуссий, заслушанных на заседаниях совещания. В ней приводятся самые последние данные по литологии, геохимии, органическому веществу и металлогении кристаллических комплексов докембрия. Работа отражает современный уровень знаний в области изучения древнейших образований земной коры и является первым опытом всестороннего систематизированного изложения важнейших аспектов теории литогенеза, осадочного и осадочно-метаморфогенного рудообразования в докембрии, а также методов

исследования глубокометаморфизованных комплексов. Очевидно, что публикуемые материалы далеко не исчерпывают всего разнообразия проводимых работ. Тем не менее, можно полагать, что эти материалы с достаточной определенностью отражают прогрессивные направления научной мысли исследователей по разработке теории литогенеза в докембрии.

Материалы совещания в книге сгруппированы следующим образом:

1. Общие вопросы литологии и осадочной геологии докембрия. Освещаются вопросы периодизации докембрийской истории, эволюция литогенеза; условия гипергенеза в докембрии, проблемы рудоносности в связи с осадконакоплением и мобилизацией вещества при метаморфизме и методологические вопросы изучения древнейших отложений.

2. Литологические исследования докембрийских отложений. Рассмотрены вопросы литологии и вещественного состава докембрийских осадочно-метаморфических пород, их первичная природа и условия докембрийской седиментации; рассмотрен характер процессов докембрийского выветривания и их эволюция.

3. Геохимические и изотопные исследования метаморфических пород докембрия. Освещаются вопросы сохранности составов пород при метаморфизме; геохимические методы определения условий осадконакопления и выявления первичной природы метаморфических пород, а также изотопные методы исследований и моделирование процессов метаморфизма осадочных пород.

4. Органическое вещество и остатки организмов в докембрии. Рассматриваются вопросы изучения органического вещества и остатков организмов в докембрии как фактор докембрийского литогенеза, изотопные особенности углерода в докембрийских отложениях, геохимические особенности органического вещества.

5. Металлогения докембрийских отложений. Приводится характеристика докембрийского рудогенеза, древних кор выветривания; освещаются источники рудного вещества при седиментации, условия мобилизации рудного вещества при метаморфизме. Охарактеризована роль органического вещества в формировании древних седиментогенных месторождений. Рассмотрены вопросы генезиса металлоносных конгломератов, а также железорудных, фосфатных и других месторождений.

Часть I

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

ОСАДОЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ — СОСТОЯНИЕ НАУКИ, ПРОБЛЕМЫ И ЗАДАЧИ

Давно известны отдельные наблюдения и описания первичных признаков осадочных пород докембрия. Они приводятся в обширной литературе, посвященной допалеозою. Систематизированные литологические исследования, пока еще не многочисленные охватывают такие типы пород как кварциты, конгломераты, гнейсы (песчаники) и т. п. Современные геологосъемочные и петрографические работы в пределах древних кристаллических комплексов дают обширный материал о метаморфизованных осадочных породах и процессах в протерозое и даже архее.

В. И. Вернадский писал: «Еще в рамках исследований петрографии докембрийских пород, при разработке учения о метаморфизме довольно долго накапливались интересные, подчас разрозненные сведения по литологии древних осадочно-метаморфических толщ, описывались реликты осадочных текстур и структур, сохранившиеся после метаморфизма, были также попытки реставрации первичного осадочного облика метаморфических пород. Все это оказалось той благодатной почвой, на которой быстро выросло дерево новой науки — литологии докембрия». (Вернадский, 1927). К сожалению, эти идеи выдающегося естествоиспытателя и геохимика не были своевременно развиты и изучение докембрия пошло преимущественно по пути петрографического исследования, главным образом, с позиций магматической геологии. Докембрий рассматривался как «царство» магматических процессов, определявших все развитие земной коры, поэтому расчленение его основывалось на тектоно-магматических фазах.

Литологические исследования докембрия успешно стали развиваться только тогда, когда за отдельными реликтами осадков, сохранившимися при метаморфизме, за отдельными литологическими признаками исследователи увидели возможность реставрировать процессы экзогенного развития в архее и протерозое предшествовавшие метаморфизму, когда стали очевидными грандиозные масштабы экзогенеза докембрия и открылись принципиально новые пути познания коренных процессов, развития жизни, понимания закономерностей породо- и рудообразования и т. п.

В настоящее время литологические исследования быстро и широко развиваются в ряде научных учреждений, занимающихся литологическими исследованиями древнейших осадочно-метаморфических пород: ГИН АН СССР, ИГФМ АН УССР, ВИМС, ВСЕГЕИ Мингео СССР, МГУ, Иркутские геологические организации, ДВИМС и др. Свидетельством развития этих исследований является проведение X Всесоюзного

литологического совещания, посвященного проблемам литологии и осадочной геологии докембрия.

Вначале исследования были сосредоточены на изучении первичных осадочных текстур и структур кластогенных пород — кварцитов, песчаников, гнейсов, конгломератов. Они показали, что осадочные текстуры и структуры среди общего поля в разной степени измененных метаморфизмом пород не частное, не случайное, а закономерное явление, свидетельствующее о широком развитии экзогенных процессов и дающее основание для широкого применения литологических методов к изучению осадочно-метаморфических толщ. В этом, как нам кажется, состоит принципиально новый подход к пониманию фактического материала о седиментогенезе в допалеозое.

В настоящее время можно считать достаточно обоснованным представление о широком развитии осадочных процессов в докембрии, начиная с раннего архея. Бесспорно установлено, что даже самые древние породы раннего архея, несмотря на воздействие глубокого метаморфизма, вплоть до ультраметаморфизма, сохраняют те или другие признаки первичных осадочных процессов. В древнейших метаморфических комплексах с абсолютным возрастом свыше 3 млрд. лет встречены различные горные породы, которые несмотря на продолжительное время, глубокий метаморфизм, сохраняют признаки первичной осадочной природы.

Сводку по геологии древнейших метаморфических пород щитов мира, среди которых многие, бесспорно, являются первично осадочными, дал финский исследователь К. Ранкама (1971). Обзор ассоциаций первично осадочных пород раннего докембрия приведен в работах А. В. Сидоренко, В. А. Тенякова и др. (1971, 1973). Подсчеты распространенности осадочно-метаморфических пород в пределах щитов показали, что докембрий в основном не менее чем на три четверти сложен первично осадочными или в меньшей степени вулканогенно-осадочными породами, в той или иной степени метаморфизованными (Сидоренко, 1963). Эти данные показывают лишь порядок величин. При подсчетах рассматривались только те метаморфизованные заведомо осадочные породы, для которых, несмотря на метаморфизм, сравнительно легко определялась их первично осадочная природа. Различные глубоко измененные породы, такие, например, как основные кристаллические сланцы, не учитывались. При современных представлениях о пара- и ортоамфиболитах и других типах пород доля первично осадочных образований была бы еще больше.

В структурную осадочную основу земной коры внедрялись из глубины или выплавлялись при ультраметаморфизме магматические породы, которые, как и в фанерозойских толщах, являются явно подчиненными образованиями.

Подсчеты соотношения между осадочными и магматическими породами имеют большое значение для дальнейшего развития экзогенного направления в геологии докембрия. Они показывают, что и в архее, и в протерозое существовала в основном та же самая общая закономерность в соотношении между магматическими и осадочными образованиями и процессами, что и в фанерозое: преобладание осадочных горных пород при явно подчиненном характере магматических пород, внедрившихся в осадочную толщу земной коры. Нужно отметить, что часть магматических пород докембрия являются не глубинными интрузиями, а результатом ультраметаморфического плавления первично осадочной породы и последующего перемещения расплава.

Современное состояние знаний позволяет сделать вывод, что вся сиалическая земная кора, слагающая континенты нашей планеты, имеет в основном единую осадочную природу. В верхней части это осадочная

оболочка фанерозойского возраста, о составе, структуре и генезисе которой имеются довольно четкие представления, которые могут быть использованы для понимания строения и развития более глубоких и более древних частей земной коры, т. е. того, что принято считать кристаллическим фундаментом. Последний также сложен осадочными породами, которые в результате метаморфизма и особенно ультраметаморфизма сильно изменены, часто мигматизированы или даже гранитизированы. Поэтому эту часть земной коры в силу уже сложившихся ранее представлений о магматической природе докембрия принято называть гранитно-метаморфической оболочкой, хотя по своему составу и генезису было бы более правильно выделять ее как осадочно-метаморфическую оболочку.

По продолжительности формирования и общему объему осадочно-метаморфическая оболочка превышает осадочную оболочку фанерозоя. Изучение осадочно-метаморфических пород докембрия как главной составной части осадочно-метаморфической оболочки Земли имеет свои задачи и методы. Прежде всего, следует обратить внимание на само собой разумеющуюся истину, которую почему-то не всегда учитывают. Породы этой оболочки имеют два основных, четко выраженных этапа в своем формировании: дометаморфический и метаморфический, поэтому главной особенностью изучения их является необходимость сочетания методов литологических исследований и методов исследования процессов метаморфизма. Изучение осадочных реликтов в метаморфических комплексах докембрия положило начало развитию литологии докембрия. Теперь мы вступили в новый, следующий этап — исследование экзогенных процессов докембрия.

Широкая распространенность осадочно-метаморфических пород, образующих самостоятельную осадочно-метаморфическую оболочку земной коры, огромная продолжительность формирования докембрия, превышающая таковую фанерозоя, специфический характер методов изучения осадочных пород, подвергшихся затем метаморфизму,— все это позволяет обосновать необходимость развития самостоятельного научного направления — осадочной (экзогенной) геологии докембрия. Это научное направление призвано изучать все экзогенные процессы и порожденные ими геологические образования, возникшие в дометаморфические этапы развития архея и протерозоя. Действительно, экзогенез докембрия охватывает 3,5 млрд. лет геологического времени, что в 7 раз превышает продолжительность экзогенеза фанерозоя, изучением которого занимается целая система наук (стратиграфия, литология, палеонтология, историческая геология, учение о фациях, палеогеография и др.), в самостоятельном значении и важности которых никто не сомневается.

Касаясь терминов осадочная геология и экзогенная геология докембрия (второй более широкий и всеобъемлющий), нужно отметить, что мы чаще употребляем термин осадочная геология докембрия, как наиболее привычный и общепризнанный, хотя более точно было бы говорить об экзогенных процессах в докембрии. Целью исследований в этой области является восстановление этапов экзогенного дометаморфического развития земной коры, условий и процессов седиментогенеза в древнейшие геологические эпохи, а также особенностей геохимических обстановок, обусловливающих осадкообразование. Объектами исследования являются метаморфизованные осадочные образования: метаморфизованные коры выветривания и продукты их переотложения, горные породы в их закономерных парагенетических сочетаниях в виде пачек, пластов, свит и формаций. При этом должны быть исследованы химический и минеральный состав, текстуры и структуры пород как показатели первичных признаков экзогенного развития и все другие реликты осадочных процессов.

Осадочная (экзогенная) геология докембрия является более широким понятием, чем литология осадочно-метаморфических толщ докембрия. Осадочная геология докембрия включает в себя помимо литологии метаморфических толщ также и геохимию докембрийского гипергенеза, и учение о корах выветривания, и последовательность процессов осадконакопления. Наконец, осадочная геология докембрия должна опираться на учение о метаморфизме.

Как известно, все производные экзогенных геологических процессов докембрия дошли до нас в сильно измененном метаморфизованном виде, поэтому главная методическая особенность литологических исследований осадочной (экзогенной) геологии докембрия состоит в том, что те метаморфические горные породы, которые мы изучаем, должны быть переведены в свои первичные дометаморфические осадочные эквиваленты. Речь идет о литологической реконструкции метаморфических толщ.

Продолжительное время господствовало представление об «исключительности» геологических процессов докембрия, особенно архея. Поэтому вся история развития земной коры с ее атмосферой и гидросферой, все процессы эволюции осадконакопления, развития жизни и т. п. рассматривались не как единое, эволюционно развивающееся целое, а раздельно, как не связанные две части — докембрий и фанерозой. Так, например, эволюция литогенеза, эволюция геохимического состава земной коры рассматривалась с палеозоя (Ронов и др., 1969; Страхов, 1963а). Подобное представление не способствовало изучению дометаморфического экзогенеза докембрия.

Литологическим изучением докембрийских метаморфизованных первично осадочных пород доказано, что в протерозое и доступном для изучения архее формировались все известные в фанерозое основные типы осадочных пород, дошедшие до нас в виде метаморфических эквивалентов. Известны все типы кластогенных пород, различных глин, чистых карбонатных и смешанных глинисто-карбонатных пород, химические и органогенные отложения. Широко развиты образования осадочно-вулканогенного ряда. Исходя из того, что вещественный состав, структуры, текстуры и парагенезисы этих горных пород имеют много общего как в докембрии, так и в фанерозое, можно уверенно говорить о принципиальном единстве геологических процессов этих двух наиболее крупных этапов развития земной коры (Сидоренко, 1969). При этом нужно сразу заметить, что речь идет не о тождестве процессов геологического развития докембрия и фанерозоя, а об эволюционно усложняющемся развитии Земли от раннего докембрия до антропогена. Принцип единства экзогенных геологических процессов в применении к относительно хорошо изученному фанерозою и менее изученному докембрию открывает новые возможности для познания наиболее продолжительного по времени интервала истории Земли, в течение которого накопились наиболее значительные по объему геологические отложения. Этот принцип должен стать ведущим в изучении геологии допалеозоя.

Каковы же главные задачи и «точки роста» нового научного направления — экзогенной геологии докембрия?

Прежде всего, это изучение метаморфических горных пород докембрия с позиций экзогенного происхождения их в период, предшествовавший метаморфизму, т. е. изучение этих пород литологическими методами. Главными геологическими документами, характеризующими процессы экзогенеза, включая среду осадконакопления, особенности состава атмосферы и гидросферы, остаются горные породы и слагающие их минералы и химические элементы. Поэтому изучение всех типов осадочных пород, выяснение их вещественного состава, структуры и текстуры, их парагенезисов, установление первичной природы основных типов пород, разделение их на пара- и ортотипы является по-прежнему главной задачей в изучении литологии метаморфических толщ.

Как известно, первоначально работы по литологии докембрия были направлены на выявление реликтов первичных текстур и структур в метаморфических толщах кластогенного происхождения: кварцитах, метаморфизованных песчаниках, гнейсах, гравелитах, конгломератах и т. п. Внимание к кластогенным породам вполне понятно и объяснимо, так как эти породы являются наиболее благодатным материалом для литологических реконструкций. Следует особо подчеркнуть значение кластогенных пород для познания докембрия, поскольку они представляют собой наиболее достоверный материал для литологического исследования докембрия, для создания наиболее достоверного «каркаса» в будущей стратиграфии докембрия, что определяется рядом положений:

1. Кластогенные породы распространены среди осадочных пород самых различных типов литогенеза всех геологических эпох, геоструктурных и климатических зон. В целом в осадочном разрезе фанерозоя они составляют около 30% от известных осадочных пород (Ронов, 1949). Кластогенные породы встречаются на всех стратиграфических уровнях докембрия. Кластогенные компоненты в большем или меньшем количестве содержатся в породах не только механогенного происхождения. Как пример можно указать на самостоятельное значение изучения обломочных цирконов для понимания генезиса гранитов, гранулитов; особый интерес для понимания генезиса карбонатных толщ может иметь метод изучения нерастворимых кластогенных остатков.

2. Кластогенные породы и компоненты наименее изменяются при метаморфизме. Поэтому их диагностика и перевод метаморфических пород в свои осадочные эквиваленты наиболее просты и достоверны. Кроме того, метаморфизованные слои и пласты кластогенных пород наиболее хорошо диагностируются, поэтому, как правило, они при картировании метаморфических комплексов являются хорошими маркирующими горизонтами.

3. Кластогенные породы дают очень большую информацию для палеофациальных и палеогеографических реконструкций, для реставрации тектонических движений времени осадконакопления. Они наиболее полно отражают динамику среды осадкообразования, пути переноса продуктов выветривания и составляют основу того направления исследований, которое выделяется как динамическая палеогеография (Хабаков, 1948). Палеогеографические реконструкции по терригенным компонентам наиболее достоверны, так как процессы механогенеза, вызванные силами гравитации, условия транспортировки обломочного материала и скорости переноса обломков в зависимости от их размеров за геологическую историю Земли и в атмосфере, и в гидросфере докембрия и фанерозоя, надо полагать, заметно не изменялись.

Исходя из изложенного, следует считать, что исследования древнейших кластогенных пород не только не потеряли своего научного значения, но по мере развития палеогеографических исследований отдельных геологических эпох докембрия приобретут еще большее значение. Уже имеются хорошие реконструкции палеогеографических черт отдельных эпох протерозоя на примерах Кольского полуострова (Лунева, 1963а, 1967) и Карелии (Негруца, 1963; В. З. Негруца, Т. Ф. Негруца, 1965; Т. Ф. Негруца, 1968; Богданов и др., 1968; Соколов и др., 1970).

В настоящее время внимание исследователей пород докембрия переключается на такие метаморфизованные породы, которые внешне полностью утратили свой первичный осадочный облик — это амфиболиты, основные пироксен-плагиоклазовые сланцы, анортозиты, гранулиты, эклогиты, жадеититы и др. Исследования этих пород открывают новую страницу в литологии и осадочной геологии докембрия. Для выяснения осадочных аналогов этих метаморфических пород, не всегда имеющих текстурные и структурные признаки первичных осадков, очень большое

значение имеют научно обоснованные методы определения их первичной экзогенной или эндогенной природы. Выяснение первичной природы (пара- и орто-) глубокометаморфизованных пород, разработка принципов «снятия» метаморфизма и методов перевода метаморфических пород в свои дометаморфические эквиваленты — большая, еще только начинающая разрабатываться область литологии докембрия. Наш опыт определения пара- и ортоамфиболитов (Сидоренко, Теняков и др., 1972) показал, что первичная природа глубокометаморфизованных пород может определяться только на основании комплексных геологических, литологических, минералогических, геохимических, включая и изотопию, методов. В последнее время широко обсуждается проблема конвергентности признаков пород при метаморфизме. Она тесно переплетается с задачей определения пара- и ортоамфиболитов, гранулитов, гранитов и других глубокометаморфизованных пород. Для определения генезиса глубокометаморфизованных пород многое может дать применение методов математической обработки признаков этих пород, особенно метода многократной корреляции химического состава пород, разрабатываемого Ю. К. Бурковым (Боровиков, Бурков, 1968).

В последнее время среди метаморфических комплексов не только протерозоя, но и архея установлено широкое развитие карбонатов, метаморфизованных высокоглиноземистых пород, вплоть до метаморфизованных бокситов, различных эвапоритов, метаморфизованных фосфоритов, обогащенных углеродом различных черных сланцев — графитовых, шунгитовых, тухолитовых и других аналогов углистых толщ фанерозоя. Все это расширяет наши представления о том, что осадочные аналоги докембрия весьма многообразны и представлены практически всеми типами осадочных горных пород, которые известны и в фанерозое.

Степень литологической изученности метаморфических пород теперь такова, что настало время разработки классификации осадочно-метаморфических пород, как части генетической классификации всех метаморфических горных пород. Она должна строиться с учетом первичной природы метаморфических горных пород. Ранее, да и ныне еще предлагаются единые классификации магматических и метаморфических пород. Порочность такого объединения состоит в том, что авторы классификаций исходят из представления о последовательной раскристаллизации минералов при остывании некоторой гипотетической гомогенной массы и не учитывают принципиально различные условия образования магматических пород и преобразования осадочных пород в метаморфические. Разработка генетической классификации седиментогенных пород должна стать следующим этапом в изучении литологии докембрия. Она должна твердо опираться на понимание того, какая порода подвергалась метаморфизму и каковы были условия метаморфизма регионального или локального.

Литология метаморфических пород не может развиваться без расширения исследований по минералогии осадочно-метаморфических толщ. В этом направлении уже проделана определенная работа. Известны ставшие уже классическими исследования минеральных ассоциаций фаций глубинности регионального метаморфизма Д. С. Коржинского (1936, 1940) и его учеников, а также теоретические и экспериментальные исследования равновесия фаз вещества при разных условиях Р- и Т-метаморфизма, проводимые школой В. С. Соболева (Фации метаморфизма, 1970; Фации регионального метаморфизма..., 1972).

Широко применяется и метод изучения форм цирконов и других акцессорных минералов для определения генезиса исходных пород. Однако специфические метаморфогенные минералы изучены слабо. Мало еще работ по типоморфизму минералов разных фаций метаморфизма. Главной линией в этом направлении мы считаем комплексное, включая

и электронно-микроскопическое (Грицаенко, 1969), изучение минералов осадочно-метаморфических толщ, особенно развитие микроминералогии (Сидоренко, Грицаенко и др., 1973; Грицаенко и др., 1973).

Важное значение имеет также и исследование метаморфизованных кор выветривания и процессов выветривания. В настоящее время на всех щитах и самых различных стратиграфических уровнях докембрия обнаружены метаморфизованные коры выветривания, древние поверхности выравнивания и перерывы в осадконакоплении. Систематическое изучение их дает прекрасный материал для палеогеографических реконструкций, особенно выяснения палеоклиматов, состава атмосферы и гидросферы (Корякин, 1967, 1970; Головенок, 1966). Изучение кор выветривания в сочетании с континентальными перерывами, древними поверхностями выравнивания (Сидоренко, Чайка, 1970) дает также необходимый материал для корреляции метаморфических комплексов.

В настоящее время мы имеем достаточно исходного материала для проведения научно обоснованных палеогеографических реконструкций не только протерозоя, но даже отдельных эпох архея (Лунева, 1972). Поэтому как особая задача осадочной геологии докембрия выдвигается изучение палеогеографии докембрия. Выяснение фациальной и палеогеографической обстановки формирования первично осадочных толщ является главным в познании геохимии гипергенеза в докембрии. Весь комплекс известных в настоящее время геологических и геохимических данных указывает на существование принципиально сходных геохимических факторов гипергенеза на всем протяжении геологической истории Земли. Главнейшими из этих факторов были вода, живое вещество, продукты его жизнедеятельности, газовый состав атмосферы (прежде всего, свободный кислород атмосферы), а также химизм поверхностных вод (Сидоренко, Теняков и др., 1971).

Следует обратить внимание на то, что изучение палеогеографии докембрия необходимо и для историко-геологического расчленения докембрия. Палеогеографические реконструкции могут быть использованы для корреляции «немых» осадочно-метаморфических пород по палеоклиматическим признакам, для расчленения метаморфических комплексов по литостратиграфическому принципу. Последнее в сочетании с расчленением геологических формаций по абсолютному возрасту, а также с применением методов выделения тектоно-магматических фаз может стать надежной основой для расчленения докембрия на историко-геологические этапы и создания объективных региональных схем стратиграфии, или для разработки единой для всего земного шара более дробной стратиграфической шкалы докембрия. Только на основе такого комплексного изучения, в котором ведущими будут принципы осадочной геологии, может быть разработано расчленение докембрия, столь же дробное и достоверное, как это сделано для фанерозоя.

Новые данные по литологии и осадочной геологии докембрия ставят задачу пересмотра наших представлений о метаморфизме. Для дальнейшего развития осадочной геологии докембрия, как и вообще геологии докембрия в целом, необходимо более полное и достоверное понимание процессов метаморфизма. Без упорядочения наших представлений о сути этих процессов, о типах метаморфизма, невозможно научно обоснованное «снятие» метаморфизма и перевод метаморфических пород в свои первичные осадочные или магматические эквиваленты (аналоги). Теперь уже нельзя рассматривать метаморфизм в общем виде, как последовательные изменения какого-то вещества, а степень метаморфических преобразований связывать только с термодинамическими условиями. Существует четкая зависимость фаций регионального метаморфизма не только от давления и температуры, но и от исходного состава, структуры и текстуры пород (Сидоренко, Лунева, 1972). Нужна новая классификация типов метаморфизма и фаций метаморфизма

для каждого типа исходных пород. Учение о метаморфизме это не только познание равновесий минеральных ассоциаций при тех или иных термодинамических условиях. Это, прежде всего, понимание изменения конкретного исходного вещества пород при тех или иных условиях давления и температуры. Сегодня нужны экспериментальные исследования процессов метаморфических преобразований конкретных горных пород в разных термодинамических условиях.

На стыке осадочной геологии докембрия и учения о метаморфизме первичных исходных пород могут быть по-новому поняты процессы миграции вещества в глубинах Земли. Исследования состава различных осадочных пород докембрия в сочетании с выяснением роли процессов метаморфизма способствуют раскрытию новых страниц в понимании рудогенеза, геохимии, гидротермальных растворов и т. п. Необходимо знать баланс исходного осадочного и метаморфизованного материала. Даже простое сопоставление химического состава исходных пород с их метаморфизованными производными дает материал для понимания процессов миграции ряда элементов. Большое значение имеет изучение геологической судьбы легкоподвижных компонентов, таких как вода, углекислота, щелочи и ряда других, освобождающихся из осадочных толщ при их метаморфизме в разных геоструктурных условиях и создающих химически активные флюиды, способные переносить многие рудогенные элементы, которые отлагаются при благоприятных условиях как в вышележащих горизонтах, так и непосредственно в метаморфизующихся комплексах. Нами были рассмотрены особенности преобразования глинисто-карбонатных пород при метаморфизме в амфиболиты. Установлено, что при этом происходит значительное выделение углекислоты, которое получило название «углекислое дыхание». Выделяющаяся при метаморфизме углекислота должна учитываться при рассмотрении эволюции состава атмосферы, карбонатонакопления и при формировании рудных растворов (Сидоренко, Теняков и др., 1968; Сидоренко, Розен и др., 1969; Сидоренко, Теняков и др., 1972). В связи с этим понимание генезиса многих рудных месторождений в значительной степени должно рассматриваться в увязке с метаморфизмом осадочных толщ докембрия.

Вырисовывается огромное практическое значение экзогенной геологии докембрия для познания закономерностей формирования полезных ископаемых.

Разработка теории экзогенной геологии докембрия открывает возможность по-новому расмотреть эволюцию геологических процессов. Проблема эволюции земной коры является ведущей в современной геологии как в теоретическом, так и в практическом аспекте. Изучение осадочной геологии докембрия на основе единого историко-геологического принципа развития земной коры открывает новые возможности для выяснения эволюции геологических процессов, и в первую очередь, эволюции осадконакопления, что многократно увеличивает интервал, в котором рассматривается эволюция, с 500 млн. лет до 3—3,5 млрд. можность по-новому рассмотреть эволюцию геологических процессов. и подводит к пониманию движущих причин и главных факторов эволюции в истории Земли.

В настоящее время одним из ведущих методов раскрытия эволюции осадконакопления является геохимический, который исходит из сопоставления средних химических составов определенных типов горных пород по различным периодам развития Земли, но главным образом фанерозоя. Не обсуждая правомерность подобных сопоставлений, мы считаем, что имеется уже достаточно данных, позволяющих подойти к познанию эволюции осадконакопления и другим путем: путем сопоставления объемов различных типов горных пород (карбонатных, глинисто-карбонатных, кластогенных и т. п.), сформировавшихся в опреде-

ленные периоды истории Земли от архея до кайнозоя. Необходимые предпосылки для этого имеются. Докембрийские формации относительно хорошо откартированы. Все более полно раскрывается первичная природа их. Поэтому настало время подсчитать соотношение типов пород для отдельных периодов архея и протерозоя и сопоставить их с распределением типов горных пород по периодам фанерозоя. Это сопоставление, бесспорно, должно проводиться для пород, формировавшихся в сходных геоструктурных условиях.

Работы последних лет, а также многочисленные литературные источники показали, что уже первые осадочные породы докембрия, начиная с архея, несут большее или меньшее количество прямых и косвенных признаков былого развития живого вещества, а также различные остатки его в виде биогенного элементарного углерода, различных продуктов жизнедеятельности или просто пород биогенного происхождения, метаморфизованных каустобиолитов и т. п. Количество различных органических остатков в докембрии, даже в архее, убедительно свидетельствует о необходимости разработки палеонтологии докембрия не только в форме классических окаменелых остатков и микроорганизмов, но и путем электронно-микроскопического изучения микроструктур, а также молекулярного и биохимического изучения докембрийских продуктов жизнедеятельности. Исследования в этом направлении следует всемерно развивать.

Следует подчеркнуть, что углерод является основой жизнедеятельности. В этой связи особое значение имеют исследования графита в осадочно-метаморфических породах докембрия. Однако этот весьма распространенный минерал, встречающийся во многих типах седиментогенных пород, даже глубоко метаморфизованных, изучен недостаточно, выполнено очень мало работ по геологии, минералогии, геохимии, метаморфизму графита и графитоподобных соединений. В настоящее время необходимы дальнейшие исследования геохимии углерода. Вместе с тем исследования элементарного углерода докембрия указывают на биогенный характер графита. Это доказывается геологическими условиями нахождения углерода, а также геохимическими, изотопными (Сидоренко, Борщевский и др., 1972), битуминологическими, биохимическими (Вологдин и др., 1970), электронно-микроскопическими исследованиями (Сидоренко, Грицаенко и др., 1971, 1973; Грицаенко и др., 1973). Как показали работы (А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1968, 1971), количество биогенного углерода в отдельных осадочно-метаморфических толщах вполне сопоставимо с количеством $C_{орг}$ в осадочных породах фанерозоя. А общее количество захороненного биогенного углерода в докембрии, учитывая объемы отложений и продолжительность их формирования, бесспорно, превышает количество углерода в фанерозое.

Факт установления живого вещества в осадочно-метаморфических породах, начиная с раннего архея, имеет большое принципиальное значение для теоретической и практической геологии. В процессе переработки этого вещества в земной коре происходило образование углеводородов, часть их, конечно, выделилась во время метаморфизма, но некоторое количество сохранилось. Поэтому даже теперь в графитсодержащих толщах содержится некоторое количество углеводородов, таких как метан, а также этан, пропан. Обнаружены, кроме того, битумы нефтяного ряда. Они при благоприятных условиях могут выделяться, образуя так называемое «углеводородное дыхание» осадочно-метаморфических толщ докембрия. Это явление распространено достаточно широко в пределах многих древних щитов.

Осадочно-метаморфические толщи, содержащие элементарный углерод в повышенных количествах, могут рассматриваться как один из возможных источников углеводородов в земной коре. Как мы пола-

гаем, это имеет определенное значение для понимания генезиса нефти и газа и для практической нефтяной геологии (А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1970).

Исследование органического вещества и остатков организмов более чем трехмиллиардного периода развития земной коры в докембрии открывает новые возможности для разработки проблемы эволюции земной коры и понимания определяющих ее факторов. Как установлено для фанерозоя, одним из ведущих факторов гипергенеза, а следовательно и переработки косного (минерального) вещества является живое вещество — наиболее реакционноспособная, наиболее подвижная и наиболее эволюционирующая составная часть земной коры. Если исходить из принципа единства геологических процессов в докембрии и фанерозое, то нужно признать, что главным фактором эволюции осадконакопления на всем протяжении геологической истории земной коры было также живое вещество. Исходя из современного представления об эволюции жизни на Земле, мы считаем, что чем древнее геологическая эпоха, тем она беднее высокоорганизованными живыми существами. По существу, на этом основании родилось представление об общей бедности органическими остатками верхнего докембрия (даже верхнего протерозоя) и безжизненности архея. Но если придерживаться представлений В. И. Вернадского о живом веществе как о геологической биомассе, то тогда бесспорно, что уже начиная с раннего докембрия существовало огромное количество живого вещества в виде микроорганизмов, о чем свидетельствует широкое распространение захороненного биогенного углерода во всех благоприятных для его развития, накопления и сохранения осадочно-метаморфических толщах.

Известно, что микроогранизмы и низшие формы развития жизни по своей колоссальной биологической продуктивности, по своему наиболее тесному и непосредственному контакту с минеральной частью земной коры производят бóльшую геологическую работу, чем более сложные и совершенные формы организации растительного и животного мира, свойственные современному этапу развития жизни. Эта мысль не нова, ее неоднократно приводили биогеохимики и микробиологи, но она чрезвычайно важна для рассмотрения начальных стадий образования сиалической оболочки земной коры, когда микроогранизмы играли ведущую роль в процессах древнейшего седиментогенеза.

Нельзя считать, что микроорганизмы оставались неизменными. Мир микроорганизмов, бесспорно, эволюционировал. «На протяжении геологических эпох параллельно эволюции животного и растительного мира, мир микробов также эволюционировал», писал выдающийся советский микробиолог В. О. Таусон (1946). На неповторимость в геологическом времени и индивидуальность микроорганизмов указывал В. И. Вернадский. «...Для каждого геологического момента организмы, тела которых они представляют, неповторяемы, резко химически различны, так же как различны те микробы, которые вызвали их образование и тела которых входят в их состав» (Вернадский, 1965).

Исходя из того, что как в докембрии, так и в фанерозое преобладают осадочные породы, претерпевшие те или иные преобразования, можно считать, что главными процессами, формировавшими земную кору на всем протяжении геологического развития Земли, были процессы выветривания и осадкообразования; основными процессами, регулирующими осадконакопление, были тектонические движения и климат, а главными факторами, определяющими эволюцию минерального состава осадочной оболочки земной коры, позже преобразованной в осадочно-метаморфическую, было живое вещество, т. е. органическая жизнь, которую мы наблюдаем на протяжении всей геологической истории Земли. Геологическая история земной коры началась с того момента, когда в первых осадочных породах зародилась жизнь и началось эво-

люционное развитие осадочных процессов благодаря великой преобразующей роли живого вещества. Поэтому изучение древнейшего органического вещества, главного его компонента — углерода — мы считаем одной из важнейших проблем в познании геологии докембрия.

Таковы основные, в общих чертах проблемы экзогенной (осадочной) геологии докембрия.

Осадочная геология докембрия — новое большое научное направление, может быть еще недостаточно осознанное теми, кто занимается эндогенной геологией. Зная осадочные процессы, развивающиеся на протяжении фанерозоя, мы можем более полно вскрыть этапы развития земной коры в докембрии, понять многие сложные вопросы ее формирования через седиментогенез, дать исходные положения для понимания закономерностей формирования месторождений полезных ископаемых. Начиная разрабатывать проблемы изучения докембрия уже в начале 60-х годов, мы показали, что исследования допалеозойских отложений являются одной из важнейших задач современной геологии (Сидоренко, Лунева, 1961; Сидоренко, 1963, 1967, 1970а). Мы по-прежнему глубоко убеждены в том, что изучение докембрия имеет важнейшее значение для понимания многих проблем современной геологии. И сегодня нам хочется еще раз подчеркнуть, что ключом к пониманию основ развития земной коры является осадочная (экзогенная) геология докембрия.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

В последние годы появилось огромное количество цифр возраста минералов и горных пород, полученных разными приемами и способами, которые, однако, нуждаются в правильной интерпретации. Сегодня искусство геохронолога заключается в отборе наиболее достоверных дат. Ранее, когда число приемов определения возраста было ограничено, получение, например, какой-либо даты свинцово-урановым методом по акцессорному минералу при сходимости всех четырех изотопных отношений гарантировало правильность измерения. В настоящее время, когда широкое распространение получили аргон-калиевый и стронций-рубидиевый методы, допускающие различного рода неточности, связанные с вероятной потерей части аргона либо стронция при явлениях метаморфизма, измерения подобного рода не могут быть приняты с той же категоричностью. Немаловажную роль играет и фактор психологический — умение безжалостно отбросить значительную часть полученных дат, если они сомнительны, как бы они ни были соблазнительны для «подтверждения» концепций того или иного исследователя.

На двух приемах интерпретации геохронологических данных, получивших развитие в последние годы, я хочу остановиться особо, поскольку они связаны с толкованием получаемых значений возраста.

Изохронный метод основан на измерении изотопного состава стронция или свинца нескольких валовых проб пород заведомо одного возраста. Получаемое в результате отношение Pb^{207}/Pb^{206} либо Sr^{87}/Sr^{86}, характерное для всего плутона, может служить показателем возраста. Однако при этом надо весьма тщательно исследовать вопрос о том, была ли данная порода закрытой системой в течение рассматриваемого отрезка времени, не происходила ли миграция части радиоактивных компонентов или продуктов их распада в результате последующего метаморфизма. К сожалению, об этом забывают многие исследователи, стремясь выявить максимально возможные цифры возраста для тех или иных толщ.

Например, в одном из регионов истинный возраст толщи датируется по отношению Pb^{207}/Pb^{206}, равному 0,19, в 2500 млн. лет. Однако если принять во внимание, что значительная часть этой же формации претерпела весьма интенсивный метаморфизм около 2000 млн. лет назад,

то вполне вероятным окажется значительный вынос урана из нее именно в это время и тогда (при 100% выносе урана) отношение Pb^{207}/Pb^{206} будет равным 0,29, что даст мнимый возраст 3500 млн. лет.

Другим важным моментом в определении возраста является оценка времени возникновения так называемых реоморфизованных гранитоидов. Нами достаточно часто отмечались случаи, когда даты измерения возраста многих гранитов оказывались меньшими, нежели даты возраста толщ, залегавших на них с размывом, базальными конгломератами и т. д. Сходные явления отмечались в Бразилии (Макинтейра), Марокко (Кердус), в Казахстане (Улутау) и других местах. Только при тщательном обследовании подобного рода гранитов удавалось обнаружить участки, характеризовавшиеся значительно большими цифрами возраста. Отметив это, вернемся к геохронологии докембрия.

Первая шкала докембрия была предложена нами в 1956 г. В последующие 15 лет появились аналогичные построения (еще около 28 шкал), в них повторялись все те перерывы, крупные глобальные эпохи тектоно-магматизма и орогенеза, которые были отражены в нашей шкале 1956 г. Вместе с тем было одно отличие. Если в первой шкале давались достаточно «размазанные» границы «эпох минералообразования» (например, ±200 млн. лет), то в последующих шкалах авторы игнорировали этот «недостаток», забывая про тот немаловажный факт, что современные измерения возраста ведутся с точностью ±5% и лишь в отдельных случаях при достаточно большой статистике измерений удается снизить ошибку измерения до ±2%. Иначе говоря, ошибка в определении границы архея — протерозоя, измеряемая в 2600 млн. лет, достигает 100 млн. лет.

Большой фактический материал, собранный сейчас по всему миру, позволяет перейти от простого расчлененения докембрийских формаций к вскрытию разного рода закономерностей в распространенности тех или иных подразделений докембрия в разных регионах земного шара, а также уловить четкую последовательность в литологии формировавшихся пород.

В табл. 1 приводится геохронологическая шкала докембрия 1964 г., утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом, в которую в 1973 г., были внесены дополнения. В этой шкале отчетливо видны два крупных планетарных перерыва, соответствующих тектоно-магматическим эпохам 2600±100 и 1900±100 млн. лет — те же самые, что были выделены нами впервые в 1956 г.

Что же существенно нового внесено исследованиями в эту канву докембрия? В последние годы открыты участки древнейших пород на нашей планете, возраст которых превышает 3500 млн. лет. К таковым относятся: гнейсы диоритового состава, Мортон, США — больше 3500 млн. лет, по циркону; габбро-нориты, Монча—Волчьи тундры, Кольский п-ов — 3700 млн. лет, Pb-изохроны; базальты о-ва Петра и Павла — 3500 млн. лет, Rb/Sr-изохроны; гнейсы основания, Южная Гренландия — 4000 млн. лет, по циркону. Эти даты относятся к породам исходно интрузивного основного состава. Никаких указаний на характер их внедрения в толщи, в частности находившиеся ниже или выше уровня океана того времени, у нас нет.

В этой связи интересны исследования в системе Свазиленд трех последовательных серий (снизу вверх): Онвервахт, Фиг-Три и Модис. Возраст первой серии как показывают последние определения, превышает 3400 млн. лет. Состав и особенности пород толщи, представленной основными и кислыми лавами, полосчатыми железистыми кварцитами и серпентинизированными ультраосновными породами, не оставляют сомнений в том, что формирование ее происходило в условиях открытого моря. Интересно подчеркнуть, что в слабо метаморфизованных вышележащих толщах были обнаружены следы жизни — остатки сине-

Таблица 1

Протерозой	Средний+верхний	Рифей	Венд	570 млн. лет 675	Переотложение вещества земной коры (седиментация)
			Верхний	1000±50	
			Средний	1400±50	
			Нижний	1900±100	Появление крупных свинцовых залежей
	Нижний	Афебий		2600±100	Первые эндогенные урановые месторождения Образование протоплатформ Глобальное образование железистых кварцитов Первые осадочные месторождения урана
Архей				3500±100	Возникновение ядер континентов
Катархей				4600±100	?

зеленых водорослей и бактерий и установлено присутствие органических соединений — жирных кислот, алифатических углеводородов, являющихся продуктами фотосинтеза. Это время, относимое нами к началу архея, характеризовалось зарождением первых блоков земной коры, достигших к 2600 млн. лет уже четких очертаний. Доказательств того, что эти блоки в первые моменты своего существования выходили из-под покрова океана, у нас сегодня нет. С другой стороны, начало нижнего протерозоя (2600 млн. лет) характеризуется массовым накоплением конгломератов и гравелитов, т. е. явным указанием на начавшиеся процессы массового выветривания и эрозии возникших протоконтинентов, образование которых следует датировать временем между 3500 и 3000 млн. лет, т. е. археем.

Толщи пород, сформировавшиеся в интервале 2600—1900 млн. лет (нижний протерозой), во всем мире характеризуются рядом четких особенностей. Если в начале нижнего протерозоя это гравелиты, конгломераты, кварциты, то средняя часть нижнего протерозоя слагается повсеместно железистыми кварцитами, джеспилитами, толщами с резко выраженной тенденцией к накоплению железа и кремнезема. В конце нижнего протерозоя впервые в геологической истории происходит мощное накопление доломитов. Этот комплекс отложений, резко отличный от того, который характерен для архея и еще более отличающийся по составу от толщ в рифее, рассматривался нами неоднократно. Целесообразно остановиться лишь на особенностях этого времени в истории Земли с точки зрения специфики рудогенеза.

Известно, что по крайней мере более 80% железных руд связано с нижним протерозоем (Кривой Рог, КМА, оз. Верхнее, Минас Жираес, Сингхбум и т. д.). Также в начале нижнего протерозоя накапливались осадочные, точнее экзогенного происхождения месторождения урана (рис. 1). В свою очередь, появление первых крупных эндогенных место-

рождений урана датируется в самых различных провинциях мира концом нижнего протерозоя (1800—1900 млн. лет).

Эпохой массовой концентрации свинцовых месторождений стал нижний рифей. При этом главным вместилищем рудных свинцовых месторождений оказались породы карбонатного состава, изобиловавшие органическим веществом. Мы видим в этом определенный закон, позволяющий устанавливать связь между характером первоначально зародившейся осадочной породы с соответствующим начальным обогащением, определенным металлом и между последующим формированием в ней эндогенных концентраций того же металла по мере участия породы в метаморфизме, либо воздействии на нее гидротермальных рас-

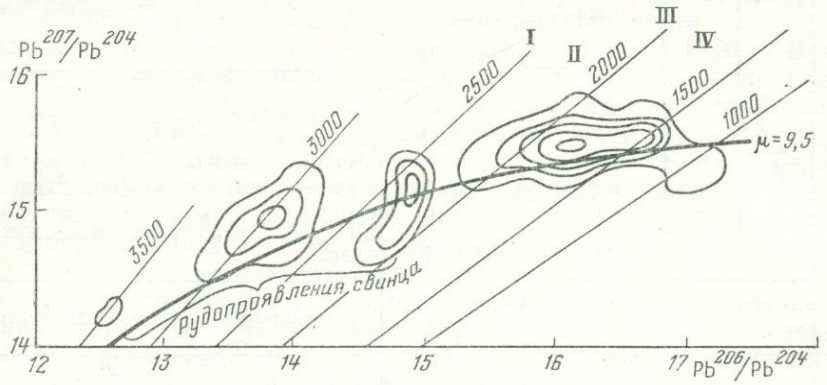


Рис. 1. Появление первых рудных месторождений урана, железа и свинца во времени (в млн. лет)

I — осадочные месторождения урана; II — железистые кварциты; III — эндогенные месторождения урана; IV — месторождения свинца (Брокен Хилл, Сулливан, Завар)

творов. То, что свинцовые месторождения оказались связанными с карбонатными толщами, возникшими в конце нижнего протерозоя, объясняет появление этих месторождений спустя 300—400 млн. лет после накопления продуктивных свинцовоносных формаций.

Изучение рифея в последнее время заключалось в сопоставлении его разрезов и расчленении в связи с тем, что, помимо изотопного датирования, были разработаны методы палеонтологического расчленения его по распространенности и изменению форм строматолитов (Келлер, 1973; Семихатов, 1973 и др.). Так, сопоставляя отдельные разрезы рифея на разных континентах, можно говорить, например, о том, что ранний рифей выступает как стадия унифицированного развития древних платформ и обрамлявших его миогеосинклиналей при общем высоком стоянии сформировавшихся к этому времени древних платформ. После сравнительно длительного периода (около 200 млн. лет), в течение которого происходило накопление позднеорогенных серий нижнего протерозоя, начался (1700 млн. лет) новый трансгрессивный ритм: кварцевые, аркозовые породы, вулканиты и наконец карбонатно-сланцевая толща.

Повторение таких ритмов происходило, по крайней мере, трижды, перемежаясь внедрением гранитоидов около 1350—1400 (медвежеозерская фаза) и 1000 млн. лет назад (гренвилльская фаза). Непосредственно перед кембрием выделяется так называемый венд, или терминальный рифей, сопровождаемый катангинской (байкальской) фазой магматизма — 660 млн. лет.

Весьма интересной особенностью подобных тектоно-магматических перерывов в осадконакоплении рифея служит не только их площадная ограниченность, но и то, что развивались они крайне неравномерно. Так, например, если медвежеозерская фаза широко охватила южную

часть континента Северной Америки, проявилась в виде так называемой кибарской складчатости в Центральной Африке, то последующая гренвильская фаза захватила не только Американский континент, но и Австралию и Западную Европу. В свою очередь, интрузии катангинской фазы магматизма доминировали на Африканском континенте, в Южной Америке, Австралии, но не проявились на севере Евразии и в Северной Америке.

С точки зрения литогенеза рифей был временем, когда накопление осадков и становление их в породы протекало в гораздо более сходных условиях с современными. Площадь протоплатформ в начале рифея достигала уже значительных размеров (рис. 2). Таким образом, если

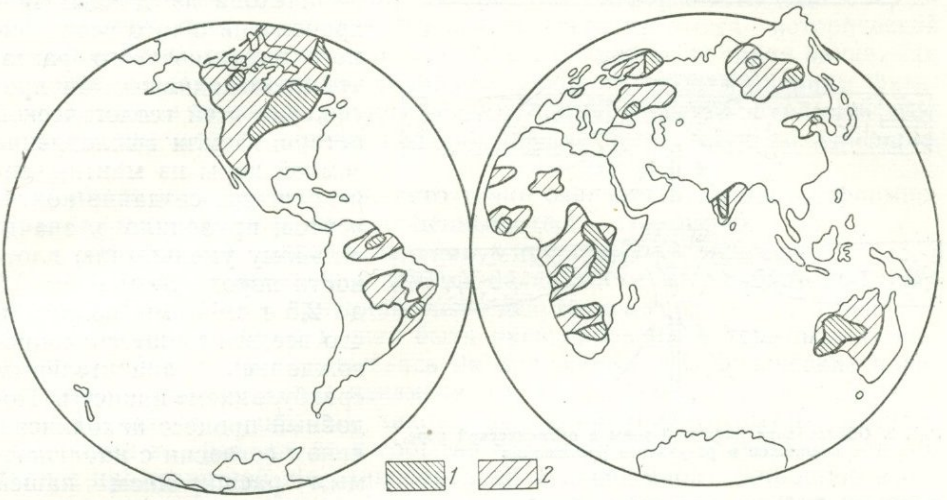


Рис. 2. Рост континентов в протерозое

1 — ядра платформ к началу нижнего протерозоя (2600 млн. лет); *2* — платформы к началу среднего протерозоя (1900 млн. лет)

в нижнем протерозое еще происходило сбрасывание в осадки элементов сидерофильного характера, определивших активное участие в процессах эрозии и выветривания пород океанического мантийного происхождения, то чем крупнее становилась платформа, тем большее значение приобретали процессы, перемыва ее субстрата, сопровождавшиеся выплавлением кислых дифференциатов (Урусов, Хитаров, 1973). Этим объясняется тот существенный сдвиг, который произошел в рифее в осадкообразовании, приблизивший его к современному осадконакоплению. Об этом говорит, например, отмечаемое на всех платформах увеличение отношений в породах Ca/Mg, K/Na и т. д. По-видимому, значительную роль в этом сыграло также развитие жизни и вызванная ею генерация кислорода атмосферы в результате фотосинтеза.

По мере того, как континенты разрастались (поскольку каждый тектоно-магматический этап сопровождался обрастанием более древней платформы новыми участками складчатых сооружений, как правило, создававшихся на коре океанического типа), происходило синхронное расширение океанических впадин, сопровождавшееся возникновением структур типа рифтовых зон (рис. 3). Эти структуры и связанные с ними растяжение и извержение мантийского субстрата, являлись неизбежным следствием развития океана и континентов.

В настоящее время в области тектогенеза господствуют две концепции. Концепция фиксистов исходит из того факта, что континенты связаны с глубинными участками Земли сейсмическими районами современного вулканизма (это доказывается глубокофокусными земле-

трясениями с гипоцентрами в 700 км), и концепция мобилистов, отстаивающая факты перемещения континентов и современный рост (на протяжении последних 120 млн. лет) чаш океанов. В последнее время появилась третья концепция тектоники плит, предполагающая перемещение плит по поверхности земного шара с надвиганием одних на другие. Эти концепции отражают неустранимое противоречие между неподвижностью континентов, привязанных к значительным глубинам земного шара, и в то же время известными точными данными о скоростях их передвижения — одного по отношению к другому.

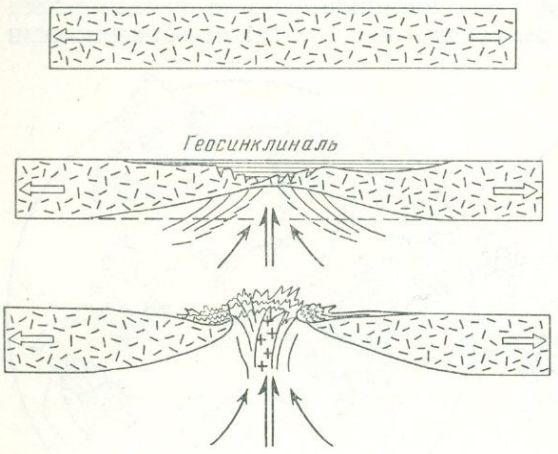


Рис. 3. Образование рифтовой зоны в океанической коре, возникшей в результате растяжения

Исходя из данных геохронологии и того неоспоримого геохимического факта, что происходившее на протяжении всей геологической истории Земли выплавление земной коры из мантии, определившее создание континентов, приводило к значительному уменьшению плотности пород Земли (от 5,5 до 2,5 г/см^3), мы полагаем, что все эти процессы сопровождались значительным «разбуханием» планеты. Подобный процесс находился в явном согласии с наблюдаемым расширением нашей вселенной. Если для докембрийского времени нет критериев, которые указывали бы на скорость этого процесса, то начиная с кембрия, мы можем фиксировать её по скорости наблюдаемых движений материков — рост земного радиуса, а соответственно и поверхности земного шара. В появлении зон растяжения (рифтов) не только на дне океанов, но и в структурах ранее сформированных платформ мы видим специфические черты строения современных континентов и особенности литологического состава возникающего осадочного чехла.

Все более узкие зоны осадконакопления, сопровождаемые сложной спецификой осадкообразования в силу особенностей различной тектонической и климатической обстановок, возрастающей роли жизни, становятся местом формирования толщ, заметно обогащенных рудными рассеянными компонентами. Впервые появляются в этих условиях ванадиево-германиевые концентрации в углях, ранее неизвестные. Становятся реальными скопления касситеритовых стратиформных залежей, появляются необычные провинции, обогащенные рением, таллием и т. д. Эти специфические осадочные процессы заметно отличают литогенез фанерозоя от литогенеза докембрия.

ОБ УНИФОРМИТАРИАНИЗМЕ И ОСНОВНОМ ПРИНЦИПЕ В ГЕОЛОГИИ

Для успеха развития геологии как науки непременно требуется развитие и совершенствование ее методологических основ. В отличие от других эмпирических наук геология занимается реконструкцией прошлого, некогда имевших место процессов и явлений, результаты которых так или иначе зафиксированы в изучаемых конкретных геологических объектах, но в большинстве своем они неповторимы опытным путем. Поэтому отнюдь не случайна та оживленная дискуссия по поводу основ-

ных принципов геологии, как науки, которая имела место в последние годы за рубежом, главным образом среди ученых США. Представляется уместным остановиться на некоторых аспектах этой дискуссии на данном совещании, посвященном сложнейшим проблемам осадконакопления древнейшего, докембрийского этапа геологической истории Земли.

Настоящее краткое сообщение позволяет привести лишь краткий критический обзор прошедшей дискуссии.

Почему в заглавии указан «униформитарианизм» *? Как свидетельствуют сами зарубежные ученые, в современных руководствах и учебных пособиях можно найти утверждения того, что основной принцип униформитарианизма, так называемый принцип униформности (единообразности), составляет основу — фундамент всего предмета исторической геологии. Более того, в ответ на вопрос о том, может ли такая наука, как геология, создать «законы», подобные хорошо известным законам физики и химии, в качестве геологического примера такого фундаментального закона или принципа нередко предлагается принцип униформности.

Однако на вопрос о том, «что точно означает принцип униформности», находятся разные, неравноценные ответы. Например,

— «Настоящее является началом к прошлому»;

— «Прежние изменения земной поверхности могут быть объяснены, если обратиться к причинам, ныне действующим»;

— «История Земли может быть расшифрована в терминах современных наблюдений, основываясь на допущении, что физические и химические законы остаются неизменными во времени»;

«Не только физические законы являются униформными, т. е. неизмененными во времени, но и события геологического прошлого происходили с примерно той же единообразной (униформной) скоростью и определялись такими же самыми процессами, как и те, которые ныне действуют»; и т. д.

Справедливости ради, тут следует вспомнить, что униформитарианизм и его основной принцип униформность, сформулированные впервые Дж. Хеттоном и примененные им в «Теории Земли» в 1788 г., а затем окончательно оформившиеся через 40 лет в труде Ч. Лайеля «Основы геологии», вызвали крупнейший переворот в естествознании и имели огромное значение в познании истории Земли и в развитии самой геологической науки.

Однако впоследствии этот принцип все чаще приходил в противоречие со всем развитием естественных наук. Первой в этом ряду была «Теория происхождения видов» Ч. Дарвина, само появление которой в 1859 г. было в значительной мере обусловлено униформитарианистскими взглядами Дж. Хеттона и и особенно Ч. Лайеля на геологию. Эволюционный принцип направленности, необратимости развития органического мира в корне исключил постоянство, неизменность повторявшихся во времени геологических событий.

С открытием первого и второго законов термодинамики в конце прошлого столетия известный английский физик В. Томсон (лорд Келвин) резко критиковал принцип униформности, показав, что Земля представляет собой систему единонаправленных, необратимых процессов диссипации энергии Земли, что энергия, потраченная на орогенические процессы, не может вызвать новые процессы орогении, что потенциальная энергия, заключенная в рельефе поверхности Земли, диссипируется процессами денудации и т. д. Между прочим, в этой критике от-

---

* Вместо употребляемых за рубежом терминов «униформитарианизм» (как методологическая концепция) и «униформность» (ее основной принцип) в советской литературе принят термин «униформизм».

разились два взаимосвязанных аспекта важного методологического вопроса, которые не были и не могли быть учтены принципом униформности, именно, как происходят процессы и почему они происходят. Эти и другие достижения науки не только отрицали сущность принципа униформности, но должны были отрицать его и как фундаментальный закон геологии.

Каково же положение дел с «униформитарианизмом» в настоящее время? Существующие представления различны по существу, как в целом, так и относительно частных положений этой концепции.

Так, известный американский геофизик Геологической службы США М. Хаббарт в своей «Критике принципа униформности» (Hubbert, 1967) приходит к выводу, что обычные формулировки «принципа униформитарианизма» неопределенны, ныне стали вычурной фразеологией и более непригодны для геологов.

С. Гоулд в статье «Нужен ли униформитарианизм?» (Gould, 1967) различает два разных аспекта: так называемый субстантивный униформитарианизм, который постулирует униформность материальных условий и (или) скоростей процессов и должен быть отброшен как неверный, и методологический униформитарианизм, обнимающий широко применяемые в области других наук принцип индукции и принцип простоты. Сам термин «униформитарианизм», по мнению С. Гоулда, следует исключить как вводящий в заблуждение, будто геология имеет свое уникальное философское оружие, а на деле скрывает связь геологии с другими науками.

В отличие от приверженцев принципа простоты имеются и сторонники множественности гипотез, т. е. принципа построения ряда гипотез и в каждом конкретном случае выбора той из них, которая лучше объясняет имеющиеся данные.

Крайнюю точку зрения высказывает известный геохимик К. Краускопф (Krauskopf, 1968), который утверждает, что «случайность и анархия являются в некоторой мере законом природы и... часто той закономерной упорядоченности, которую мы считаем, что мы видим, есть лишь желанное, воображаемое в наших умах». Но, пожалуй, доминирующее в прошедшей дискуссии представление наиболее полно изложено П. Клоудом в его очерке о «Руководящих принципах истории Земли» (Cloud, 1970). Основные положения данного представления определены автором следующим образом.

Во-первых, вся наука начинает с принципов индукции и простоты. При этом принцип индукции предполагает, что наблюдаемые общие характеристики ряда сходных вещей (или событий, или процессов) путем индукции считаются значимыми. Если значимость индуцированных общих факторов подкрепляются повторными наблюдениями и опытом, то на этой основе может быть сформулировано обобщенное заключение или вывод, из которого можно вывести (по аналогии), что другие сходные явления, вероятно, будут иметь сходные первичные характеристики. Если такая связь окажется неизменной во всех наблюдаемых случаях и если она считается фундаментальной, она может быть названа законом. Под принципом простоты понимается, что объяснение не должно быть сложнее того, что требуется, чтобы примирить (согласовать) между собой все имеющиеся наблюдения (или факты) в рамках одной, единой гипотезы.

Во-вторых, научные законы в наиболее общем смысле характерны для первичных наук — физики и химии. Путем применения физики и химии к другим наукам эти законы становятся принадлежащими всем наукам.

В-третьих, геология является наукой производной. Она пытается интегрировать другие науки, чтобы дать синтез о строении и истории Земли. Для того, чтобы геология могла функционировать как наука,

необходимо прежде всего постулировать (основная аксиома), что научные законы, которые ныне описывают свойства и поведение вещества, действовали, существенно не меняясь, в течение всей земной истории, или, если были изменения универсальных констант, то эти изменения происходили закономерно. Из этого постулата следует, что структуры и события прошлого могут быть интепретированы в терминах наблюдаемых ныне процессов и связей. Это и есть, как отмечает П. Клоуд, элементы так называемого принципа «униформитарианизма» или «униформности», которые часто и правильно отмечаются как краеугольный камень геологии.

Таким образом, приходя по существу к принципу униформности, автор стремится обогатить его достижениями современной науки и в то же время примирить их.

Очевидно, желание автора свести часть дискуссии к терминологическому спору, выход из которого он видит в отказе от самого термина «униформитарианизм», но при сохранении приведенных выше его положений в качестве основных для геологии как науки. И тогда, заявляет П. Клоуд, «в геологии, так и в других науках, индукция является важнейшим оперативным методом, а ключевым является универсальный принцип простоты».

Таков основной итог прошедшей дискуссии.

Поскольку геология — производная от физики и химии, то она наделяется основными общими законами и принципами этих наук, и, поскольку это так, то геология изучается на основе тех же главных методов и принципов, что и эти науки. Несомненно, что в геологии имеют место физические и химические процессы и явления и, как таковые, они управляются законами физики и химии. Однако в приведенной концепции два момента обращают на себя внимание в разрезе затрагиваемой здесь проблемы.

Прежде всего, в этой концепции, основывающейся, как было показано, на основных элементах принципа униформности, ничего не сказано о неизменности повторявшихся геологических процессов (ахиллесова пята данного принципа), но также ничего не сказано о направленности, необратимости этих процессов. Единственным является указание, что, если изменяются во времени универсальные константы, то это изменение происходит закономерно. В связи с этим здесь уместно вспомнить высказывание Ф. Энгельса в «Диалектике природы», в котором он отметил важное значение труда Ч. Лайеля в дальнейшем развитии естествознания, но указал на его метафизическую ограниченность.

В рассматриваемом, современном представлении оправданно подчеркивается все возрастающая роль других эмпирических наук (в первую очередь физики и химии) в изучении геологии, но эта концепция, не идя дальше этого, страдает той же метафизической ограниченностью.

В чем заключается причина такой ограниченности? В этом и заключается второй момент, который в данном случае обращает на себя внимание при изложении рассмотренной концепции. Дело в том, что в этой концепции упущен элемент времени. Не учитывается, что процессы не только управляются общими законами эмпирических наук, но что они происходят во времени и, как необратимо само геологическое время, так необратимы и геологические процессы, протекавшие в течение этого времени.

Геология, как наука о Земле, в своей основе является, прежде всего, наукой исторической. Для нее, как не для какой другой из естественных наук (за исключением, пожалуй, астрономии), важен элемент времени. Время — развитие — история — представляют один из тех непременных важнейших элементов того главного научного принципа, который делает его геологическим. Поэтому этот элемент нашел свое

отражение в основном, так называемом историко-геологическом принципе, ныне общепризнанном в советской геологической науке. В нашей стране вопросы методологии находятся постоянно в поле зрения ученых. Однако значительные сдвиги, происшедшие в геологии за последние годы, как в отношении наших понятий о масштабе самого геологического времени, так и масштабе изучаемых объектов (от более углубленного изучения геологического микромира до планетарной геологии), коренным образом изменили многие важнейшие проблемы познания истории Земли. Все это не может не касаться самым существенным образом методологических основ геологии как науки, общее обсуждение которых, как представляется, стало настоятельно необходимым и безотлагательным.

ВУЛКАНИЗМ И ЛИТОГЕНЕЗ ДОКЕМБРИЯ

Для правильного понимания эволюции процессов вулканизма и литогенеза в истории Земли необходимо детальное изучение этих явлений в докембрийском ее отрезке, составляющем около 7/8 геологической жизни нашей планеты. Этим следует объяснить возросший за последние 3—4 десятилетия во многих странах интерес к исследованию докембрийских отложений. Значительным является и вклад советских ученых в познание докембрия.

Нашей задачей являлось проанализировать богатый фактический материал по вулканизму докембрия, показать особенности его и влияние на литогенез.

Несмотря на интенсивный метаморфизм древнейших образований докембрия, все же удается установить, что архейские вулканогенные толщи присутствуют почти на всех материках. Они принимают участие в сложении фундамента древних платформ и обнажаются во многих местах известных кристаллических щитов. В пределах Балтийского щита многочисленные проявления вулканизма известны в Карелии, на Кольском полуострове, в Финляндии, в Швеции, Норвегии и т. д.

Рассмотрим вулканогенные образования в докембрии Карелии. По Ю. Б. Богданову (1971а), здесь в начале нижнего протерозоя выделяются три структурно-формационные зоны.

В западной зоне наибольшим распространением пользуются терригенно-вулканическая и железисто-кремнистая формации; вулканогенные породы представлены метаморфизованными кислыми и средними эффузивами, а гнейсовая формация развита неравномерно.

Для центральной зоны гнейсовая формация менее характерна; наиболее широко представлены вулканогенная спилит-порфиритовая, колчеданная, реже кремнисто-железистая формация. Наряду с основными здесь отмечаются и кислые и средние эффузивы и их туфы. В восточной зоне развиты породы гнейсовой, терригенной и вулканогенной спилитовой формаций; вулканические породы представлены лишь основными эффузивами их туфами.

Отмечается, что максимальное количество вулканического материала наблюдается на поздних этапах формирования гимольской и пебозерской серий, что отвечает эпохе накопления хемогенных карбонатных и железисто-кремнистых толщ.

В ятулийских отложениях осадочно-вулканогенного типа, по данным В. А. Соколова и А. П. Светова (1971), эффузивы в отдельных горизонтах образуют покровы (до 15 м), разделенные прослоями осадочных и туфогенных пород; представлены они диабазами от афанитовых до мелкозернистых, в верхней части покровов обычно мандельштейновых, местами в виде шаровых лав и автобрекчий. Кроме того, отмечается много диабазовых силлов с крупнозернистой структурой, особенно в центральных частях мощных тел. В более ранней работе

В. А. Соколов и А. П. Светов (1967) указывают, что основные вулканиты участвуют в строении большей части ятулийских тектонических структур Центральной и Южной Карелии, слагая до 50% их объема в районе оз. Сегозера, до 10% — в районе оз. Селецкого и более 70% — в районе Святноволок. Представлены они диабазами, порфиритами, мандельштейнами, шаровыми лавами, гематитовыми, кремнистыми и туфовыми сланцами; с ними связано разнообразное (медноколчеданное, титаномагнетитовое и т. д.) оруденение.

По А. И. Богачеву и др. (1968), в синклинорной зоне Ветреного пояса архей представлен лишь гранитоидами; нижний протерозой сложен геосинклинальными образованиями спилит-диабазового комплекса (парандовская серия) или только диабазового комплекса (тунгусская серия). Магматизм этапа завершенной складчатости представлен эффузивно-интрузивным пикрит-базальт-габбро-перидотитовым комплексом (серия Ветреного пояса).

В юго-западной части Карелии в структурной зоне Ведлозеро — Хюрсюля — Кивач развиты нижнепротерозойские образования, среди которых М. Г. Попов (1968) выделяет следующие формации (снизу вверх): диабазовую (шаровые лавы, метадиабазы и др.) андезит-дацитовую, габбро-гипербазитовую и гранитную. Если первая из них отвечает спилитовой формации эвгеосинклинали, то вторая — аднезит-дацитовая, по-видимому, представляет собой орогенную формацию. Она характеризуется гораздо большей эксплозивностью, чем первая.

В некоторых разрезах протерозоя Карелии значительное развитие имеют кислые породы. М. М. Стенарь (1968) в нижнем протерозое Западной Карелии по возрасту и составу выделяет две серии: гимольскую и большезерскую. В районе Большозера гимольская серия состоит из метаморфизованных до амфиболитовой фации кристаллических сланцев и гнейсов, которые тесно связаны с рудными магнетитовыми кварцитами; отдельные прослои этих сланцев по строению напоминают пирокластические породы других районов, где их пирокластическая структура установлена. В отличие от районов Гимолы и Костомукши, здесь пирокластические прослои, так же как и связанные с ними генетически железистые кварциты, имеют незначительное развитие. По мнению автора, лептитовые гнейсы верхней части гимольской серии, по-видимому, также образовались за счет метаморфизма эффузивов и туфов дацитового состава. В большезерской серии вулканические образования лучше сохранили первичные признаки эффузивов и пирокластов (зелено-сланцевая стадия метаморфизма), представленных кислыми, средними и основными породами. Наиболее ранними являются кислые и средние пирокласты, лавы же (альбитофиры и кварцевые порфиры) имеют резко подчиненное значение. Более молодые вулканиты представлены основными лавами, тогда как пирокласты играют незначительную роль. Таким образом, получается, что интенсивный вулканизм нижнего протерозоя здесь меняется от пород кислых к средним и основным. М. М. Стенарь, по-видимому, не считает это явление исключением и полагает, что оно представляет собой закономерную особенность некоторых древних геосинклинальных областей докембрия.

Однако этот вывод вряд ли справедлив, что можно доказать примером также на материале из самой Карелии. Так, например, В. М. Чернов и К. А. Инина (1968) указывают на наличие лептитов, являющихся продуктами метаморфизма кислых вулканитов в ранних карелидах Западной Карелии. Они приурочены к гимольской серии, протягивающейся в меридиональном направлении вдоль границы с Финляндией на расстоянии около 500 км и образующей Западно-Карельскую структурно-фациальную зону карелид Карелии. В этой зоне кислые вулканиты тесно ассоциируют с железистыми кварцитами, различными гнейсами и сланцами. Анализ палеотектонических условий приводит авто-

ров к выводу, что на границе с Беломорским блоком находился Восточно-Карельский геосинклинальный прогиб с проявлениями основного вулканизма. Западнее располагался Западно-Карельский прогиб — относительно устойчивый шельф с проявлением кислого вулканизма, к которому и приурочены все железорудные районы. Поэтому авторы справедливо заключают, что лептитовые толщи формировались на сравнительно жестких внутригеосинклинальных массивах, напоминающих собой послерифейские срединные массивы. Это явление характерно и для фанерозойских геосинклиналей, в которых проявление кислого вулканизма в геосинклинальной стадии почти всегда наблюдается вблизи срединных массивов. Поэтому нет основания считать его характерной особенностью докембрийских геосинклиналей. Аналогичные лептитовые формации протерозоя широко распространены в средней и северной Швеции, южной Финляндии и полярной Норвегии.

На Кольском полуострове лептиты и амфиболиты Приимандровского района образованы путем метаморфизма вулканогенно-осадочной формации, что хорошо подтверждается наличием в этих породах реликтов структур эффузивных пород (Горяинов, 1971).

В Печенгской мульде метаморфизованные нижнепротерозойские четыре осадочные толщи разделены четырьмя вулканогенными диабазовыми толщами (Гилярова, 1971). Кислые породы альбитофирового и кератофирового состава чередуются с диабазами второй вулканической толщи, которая, по-видимому, является аналогом геосинклинальной спилит-кератофировой формации. При более детальной характеристике весь комплекс разделяется на четыре свиты, каждая из которых состоит из нижней осадочной и верхней вулканогенной толщи (Предовский и др., 1971). Характерно, что все четыре вулканогенные толщи представлены основными породами — метадиабазами, иногда шаровыми лавами, мандельштейнами и туфами, но общая основность увеличивается от первой к четвертой вулканогенной толще, в которой появляются даже прослои пикритов. Вместе с тем в каждой толще происходит смена пород от основных в нижней части к кислым — андезитам, альбитофирам, кварцевым порфирам. Каждая вулканогенная толща начинается туфовыми прослоями в верхней части подстилающей осадочной толщи. Если первая самая нижняя осадочная пачка состоит лишь из кластолитов от грубых до тонкозернистых, то в следующих уже появляются прослои кремнистых метаалевритов и метапсаммитов, иногда содержащих гематит, а также кремнисто-гематитовых стяжений и карбонатных прослоев, что авторы связывают с влиянием на литогенез вулканизма.

По-видимому, Печенгский синклинорий представлял собой длительно развивающуюся геосинклиналь с четырехкратной инверсией, каждая из которых сопровождалась образованием глубинных разломов и выходом на дно бассейна основной магмы.

Рассматривая влияние вулканизма на осадкообразование в карбонатных породах второй и третьей осадочных толщ в Печенгской мульде, В. В. Любцов и др. (1971) пришли к выводу, что именно вулканизмом обусловлено появление линз яшмоподобного кремнистого вещества коричнево-красного цвета и карбонатно-кремнистых туфогенных прослоев в доломитах. Вероятно, с вулканизмом связано и появление тонко распыленного гематита, вызывающего образование полосчатости и розовую окраску некоторых доломитовых слоев.

О влиянии вулканизма на осадкообразование в ятулии Карелии указывают В. А. Соколов и др. (1971). Они считают, что желваки и прослои кремневидного и яшмовидного кремнезема в карбонатных и песчаных породах широко развиты лишь в горизонтах, синхронных с изменением основных лав. Такая же закономерность устанавливается и для распределения железа, которое (в количестве 7—15%) присутствует

среди силицитов, приуроченных к туфовым породам в непосредственной близости от лавовых покровов. Авторы допускают генетическую связь медносульфидного рудопроявления, залегающего между лавами в песчаниках, с фумарольно-сольфатарной деятельностью.

Распространенные в разных частях Карелии нижнепротерозойские вулканогенные толщи часто содержат серноколчеданные руды, которые, по мнению В. И. Робонена (1971), занимают в разрезе такое же положение, что и железистые кварциты. Обычная последовательность разрезов рудовмещающих геосинклинальных толщ следующая: основные лавы и туфы, средние, выше — кислые лавы и туфы; над ними сланцевый комплекс с колчеданными рудами (или железистыми кварцитами), которые перекрываются кислыми туфами. В. И. Робонен справедливо считает, что источником железа и серы являлась подводная газо-гидротермальная деятельность в период между интенсивными вулканогенными пароксизмами. При этом серноколчеданные руды образовывались вблизи выходов газо-гидротерм, где имелось достаточное количество сероводорода и господствовали восстановительные условия. На участках же с преобладанием окислительной обстановки формировались окиси железа.

Проявления различных типов вулканизма позволяют разделить территорию Карелии на три структурно-формационные зоны: восточную, представляющую собой эвгеосинклиналь, где образовалась спилитовая формация; западную, где накапливались терригенно-вулканические осадки с широким развитием кислого вулканизма, представленного ныне лептитовой железисто-кремнистой формацией и центральную, в которой вулканогенная толща представлена и основными и кислыми продуктами вулканизма, что обусловлено влиянием вулканизма двух разных зон (Богданов, 1971а; Чернов, 1971).

Аналогичная Кольскому полуострову и Карелии картина развития вулканизма в докембрии наблюдается в Финляндии, Швеции и Норвегии. В Южной Финляндии, например, в раннем архее развиты толщи, состоящие из амфиболитов и сланцев, образовавшихся за счет основных пород, осадочных лептитов и кварцитов, гнейсов, слоистых железистых кварцитов, углистых и пиритсодержащих филлитов; в позднем архее снова встречается вулканогенная толща, в которой имеются горизонты филлитов, парагнейсов и конгломератов, а еще позже образовались основные интрузии (Вяюрюнен, 1959).

А. Симонен и О. Коуво (Simonen and Kouvo, 1951) к северу от Тампере в нижней части 3-километровой толщи полосчатых кристаллических сланцев архея отмечают прослои основных туфов от 1 до 12 м и диабазовых силлов. В верхней части той же толщи в зоне Тампере и в Южной Финляндии А. Симонен (Simonen, 1953) установил наличие частых прослоев основных и средних туфов; лавы встречаются спорадически, эти породы представляют собой известково-щелочную серию, характерную для стадии прогибания эвгеосинклиналей. Однако в зоне Тампере появляются трахиандезиты, отсутствующие в Южной Финляндии. К северу от Тампере в условиях стабильного массива распространены оливиновые базальты. Как видно, здесь имеет место закономерность, известная для вулканизма подвижных зон: в геосинклинали — спилитовая известково-щелочная серия, в переходной зоне к срединному массиву — трахиандезиты, а на срединном массиве — оливиновые базальты толеитовой магмы.

В Белоруссии установлено проявление интенсивного вулканизма в архее, а также нижнем и среднем протерозое (И. П. Бордон, В. Е. Бордон, 1973). В архее вулканизм имел основной характер. А в нижнем протерозое, в начальный период формирования прогибы заполнялись вулканогенно-осадочными толщами, в которых преобладал вулканический материал андезитового и риолитового состава. В Бе-

лоруссии установлено также наличие локальных структур типа древних авлакогенов, выполняемых вулканогенными породами, которые, по кислому составу и приуроченности к ним джеспилитов, могут быть отнесены к лептитам.

В центральной части Украинского щита развиты метаморфические образования архея, состоящие из двух формаций: железисто-кремнисто-вулканогенной и железисто-кремнисто-вулканогенно-карбонатной. Первая образует нижнюю часть разреза и слагается амфиболизированными диабазами, железистыми кварцитами и сланцами. Нижняя часть второй формации представлена основными вулканитами с подчиненными прослоями андезитов и кератофиров, а в верхней части ведущую роль играют железистые кварциты, сланцы и мраморы, переслаивающиеся с маломощными основными вулканитами. Т. А. Скаржинская (1973) справедливо считает, что источником железа и кремнезема служили те же вулканические очаги, которым обязаны своим происхождением и сами вулканиты этих формаций.

На Алданском щите мощные отложения архея состоят главным образом из метаморфизованных вулканогенных пород. Р. Ф. Черкасову (1973) удалось установить, что в архее Алданского щита кварцито-гнейсы и кварциты представляли собой яшмы, фтаниты, кремнистые сланцы, в отдельных зонах содержащие железисто-кремнистые пачки; все эти породы являются продуктами подводной вулканической деятельности. Р. Ф. Черкасов считает, что мраморы образовались из известняков и доломитов, а диопсидовые плагиосланцы — из глинистых пород, продуктов подводного изменения туфов; гиперстеновые амфиболиты, биотитовые, амфиболовые и т. д. гнейсы — из кислых и средних туфов, туффитов, андезитовых и дацитовых лав; амфиболиты, амфибол-пироксеновые сланцы и т. п.— из основных и ультраосновных лавовых пород.

Эти породы образуют три формации: вулканогенную, ныне гнейсовую, вулканогенно-кремнистую, ныне гнейсо-кварцитовую и вулканогенно-карбонатную, ныне мраморно-гнейсовую. Формирование кремнистых, железисто-кремнистых и марганцево-кремнистых пород происходило за счет выноса кремнезема, железа и марганца гидротермами и фумаролами в подводных условиях; и, как правило, их накопление совпадает с периодами затишья вулканической активности.

По А. А. Бухарову (1973), среднепротерозойские (1900—1350 млн. лет) вулканогенные формации играют в истории Земли значительную роль. Они залегают над мощными толщами раннегеосинклинальных осадков и представлены орогенным комплексом существенно континентальных, реже континентально-морских вулканогенных моласс, выполняющих прогибы в краевых частях древних платформ, что напоминает Сомхето-Карабахскую зону Кавказа с ее кислыми вулканитами в краевом прогибе рядом с воздымающейся горной системой юрской эвгеосинклинали.

Как пример автор приводит Байкальскую горную область: на границе древней Сибирской платформы и нижнепротерозойской складчатой области была сформирована тектоно-магматическая структура — Прибайкальский краевой вулканический пояс, который слагается апитанской вулканогенно-осадочной серией, гипабиссальными интрузиями и батолитоподобными гранитоидами. В этой серии выделяются четыре главные вулканические формации: андезито-дацитовая, трахилипаритовая, липаритовая и габбро-диабазовая.

В Восточных Саянах имеется саянская ветвь Прибайкальского вулканического пояса; в ее сложении принимают участие две серии: нижняя — сублукская (мощностью 12 000 м) соответствует андезит-дацитовой и липаритовой формациям Прибайкалья; вышележащая — калбазыкская серия (мощностью 4500 м) сложена продуктами базальт-

диабазового вулканизма. На западной границе Сибирской платформы, в Енисейском кряже, среднепротерозойские вулканические образования слагают Восточно-Енисейскую зону краевого шва Сибирской платформы в виде диабазовой формации, а также выполняют Западно-Енисейскую зону в виде порфиритовой формации. А. А. Бухаров приводит результаты определения стронциевых изотопов в андезитовых лавах Прибайкальского пояса, показывающие отношение $Sr^{87}/Sr^{86}=0{,}705$, отмечая, что такая цифра получена и для современных лав Гавайских вулканов, Тасмании, Срединно-Атлантического хребта, Камчатки и других территорий. Он считает это свидетельством неизменяемости состава верхней мантии по крайней мере со времени протерозоя.

Л. И. Салоп (1968а) в общем обзоре докембрийских образований разных областей Советского Союза, характеризуя тектонические условия их формирования, касается и развития вулканизма. По его мнению, общий характер вулканических явлений для всех областей, где развиты докембрийские формации, является одинаковым. В нижней части архея отмечается широкое развитие гиперстеновых плагиогнейсов и амфиболитов в ассоциации с полосчатыми железистыми породами. Присутствие богатых глиноземом и железом пород связывается с глубоким химическим, преимущественно подводным, разложением основных вулканитов. Выше залегают мощные толщи монотонного строения и состава, представленные преимущественно амфиболитами и гиперстеновыми плагиогнейсами, образовавшимися путем метаморфизма основных вулканитов и туфов. В нижнем протерозое особенно широко распространены эвгеосинклинальные толщи, сложенные преимущественно породами спилит-кератофировой формации. На окраинах зон вулканической активности в этих толщах появляются пачки джеспилитов. В среднем протерозоя эвгеосинклинальные комплексы имеют заметно подчиненное распространение; видимо с этим связано резкое уменьшение полосчатых железистых пород (джеспилитов). Эвгеосинклинальные спилит-кератофировые формации в верхнем протерозое распространены значительно шире, чем в среднем, но для них характерно отсутствие джеспилитов. В самой верхней части верхнего протерозоя эвгеосинклинальные формации редки (лишь в северном Тянь-Шане и Енисейском кряже). Железорудные образования развиты незначительно.

В. Н. Мошкин и др. (1968), рассматривая докембрийский магматизм Восточной Азии, приходят к следующим выводам. Общей закономерностью в развитии магматизма докембрийских тектоно-магматических мегациклов является направленное изменение состава магматических комплексов от основного и ультраосновного, присущего геосинклинальным этапам развития подвижных областей, к умеренно-кислому, соответствующему инверсионным этапам, до ультракислого и субщелочного в заключительные этапы. В этом отношении в развитии магматизма докембрийских циклов проявляется та же закономерность, которая свойственна и фанерозойским циклам. Существенно, что в архейском мегацикле достоверно не устанавливается какая-либо четкая приуроченность магматических комплексов к различным структурно-формационным зонам подвижных областей; в это время лишь в некоторых районах намечается «поясное» расположение вулканитов. Нам кажется, что этот вывод может быть справедлив лишь для раннего архея. Так, по данным Ю. А. Косыгина и др. (1972), зеленокаменные толщи киватиния (3,3—2,5 млрд. лет) имеют геосинклинальный облик. Местами (северная часть Гвианского щита, южная окраина Сибирской платформы — зоны Становика) различаются эв- и миогеосинклинальные комплексы. Как видно, уже в архее существовали четко выраженные геосинклинали. К. О. Кратц и В. А. Глебовицкий (1972) также считают, что в позднем архее и раннем протерозое произошло обособление относительно стабильных массивов (квазикратонов) и обрамляющих их подвижных поя-

сов, отличающихся друг от друга как петрологическим типом метаморфизма, так и последовательностью его проявления. Аналогичное мнение высказывает и В. Е. Хаин (1971) при рассмотрении этапов развития Северо-Американской древней платформы (Хаин, 1971). Вулканогенные толщи широко развиты на Канадском щите. По данным авторов монографии «Геология Канады» (Geology..., 1968), вулканизм проявился как в архее, так и в протерозое.

В архее провинции оз. Верхнего наиболее древние породы представлены в нескольких эвгеосинклиналях восточного направления, которые, возможно, имели разный возраст и были тектонически независимы друг от друга. Они были вовлечены в кеноранскую орогению и подверглись складчатости, разрывам, метаморфизму и внедрению гранитов. В разное время в них внедрялись также диабазовые дайки и щелочные интрузии разного возраста (2200, 2000, 1900, 1400, 1200, 1000 млн. лет). Возраст кеноранских гранитов 248 млн. лет. В южной и западной частях провинции вулканические и осадочные серии вытянуты к востоку в виде поясов и разделены гранитами. В разных областях то вулканические толщи лежат внизу и перекрыты осадочными, то наоборот. Мощность архейского комплекса около 800 м, местами доходит до 16 000 м. В мощных разрезах резко преобладают вулканиты (около 80%). Вулканические породы представлены в разных пропорциях базальтами (толеитового состава), средними и кислыми лавами, туфами и брекчиями. Основные лавы (часто подушечные) преобладают в нижней части (две трети) большинства разрезов, кислые лавовые потоки, если и присутствуют, то в верхней части. Это наиболее обычная картина вулканизма и более поздних эвгеосинклинальных областей. В некоторых разрезах встречаются железистые формации, мощность пачек которых составляет от нескольких сантиметров до 100 м и более. Они, как правило, состоят из тонких слоев кремнезема, переслаивающегося с пачками, богатыми магнетитом и гематитом. Некоторые слои содержат богатые железом силикаты, сульфиды и железистые карбонаты; они обычно приурочены к кислым туфовым фазам вулканического разреза. Проявление тесной пространственной связи железистых кварцитов с вулканическими толщами приводит авторов к выводу, что железо и кремнезем в этих осадках выделялись в результате вулканических процессов.

Протерозой Канадского щита характеризуется заметными изменениями обстановки осадкообразования. Здесь осадочные породы более сортированы и содержат больше известняков, чем в архее. Вместе с вулканическим материалом осадки располагаются и на кратонах, и в геосинклиналях. В афебии эти отложения несогласно залегают на архейском фундаменте, они не были подвержены складчатости и метаморфизму, отсутствует в них и вулканический материал. Геосинклинальные отложения распространены между озерами Верхнее и Невольничье; они состоят из конгломератов, кварцитов, аргиллитов, сланцев, известняков, доломитов, граувакк, кремнистых и железистых горизонтов; вулканические породы, главным образом базальты, обычны в некоторых частях разреза, а основные силлы находятся как среди вулканических, так и среди осадочных пород. В Гренвильской провинции в них внедрены щелочные сиениты. В Черчильской провинции на кратоне распространены базальты, андезиты и среди них щелочные вулканические породы.

На п-ове Авалон (о. Ньюфаундленд) В. Папезик (Papezik, 1972) описал игнимбриты позднего докембрия. Ядро полуострова образовано вытянутым к северу поясом шириной 20—25 км преимущественно вулканических пород. Два сброса делят этот пояс на три блока, которые характеризуются разными типами вулканизма: а) в восточом блоке на берегу залива Консепсион преобладают основные лавовые покровы, дай-

ки, силлы и пирокласты, часто — подушечные лавы; кислые породы — темные стекловатые Na-риолиты; б) центральный горст слагается полосчатыми и сферолитовыми риолитами, их туфами и туфобрекчиями с небольшим количеством основных лав, пирокластов и прослоев красных вулканогенных осадков; в) западный блок — главным образом кислые породы: туфы, туфобрекчии и потоки риолитов, Na-риолитов, кварцевых трахитов и игнимбритов; окраска коричневая до красной, это, вероятно, субаэральные образования. На западном склоне они покрываются относительно мощными базальтовыми лавами. Здесь, повидимому, выявляется картина магматизма, характерного для разных зон эвгеосинклинали; на востоке — излияние спилитов, в том числе шаровых лав, среди них очень мало кислых; на западе — кислый вулканизм, много игнимбритов, а в центральной части — кислый вулканизм и внедрение гранитоидов в период складчатости.

Гораздо более скудные данные имеются по вулканизму докембрия США, где Северо-Американская платформа (Мидконтинент и Прогиб Великих Равнин) покрыта мощными отложениями послекембрийской эпохи. Однако некоторые данные дают основания допустить, что ее развитие в основном было аналогично развитию Канадского щита. Так, например, К. Конди (Condie, 1972) указывает, что архейские породы в юго-западном Уайоминге (South Pass) состоят из двух различных блоков, разделенных главной зоной разлома. Северный блок состоит из бедных калием подушечных толеитовых базальтов и небольшого количества богатых кремнеземом и железом метаморфизованных обломочных и других пород, в которые внедрились диабазовые дайки и силлы. Южный блок сложен граувакками, залегающими на маломощных известково-щелочных вулканитах, возраст этих пород около 2,8—3 млрд. лет. Характерно, что содержание K, Rb и Sr в этих вулканитах такое же, как и в лавах современных островных дуг в южной части Тихого океана. В юго-восточном Миссури широко распространены кислые эффузивы, возраст которых около 1350 млн. лет.

Отложения докембрия имеют большое распространение в пределах Южно-Американской древней платформы, но вулканизм интенсивно проявился лишь в Гвианском щите. Нижнеархейские серии в Гвиане (Хаин, 1971) слагаются из парагнейсов, чарнокитов, амфиболитов, кварцитов, гранулитов и метаморфизованных основных лав. Верхнеархейский комплекс состоит из зеленокаменных подводных лав основного и среднего состава, хотя присутствуют и кислые. В нижней части господствуют осадочные терригенные и терригенно-карбонатные породы, превращенные метаморфизмом амфиболитовой, местами гранулитовой фаций в гнейсы, кварциты, сланцы; некоторые слои обогащены марганцем (гондиты) и железом (итабириты). Нижнепротерозойский комплекс геосинклинальных образований несогласно залегают на архее и сохраняет эвгеосинклинальный (вулканогенный) характер, но метаморфизован лишь до фации зеленых сланцев. Этот комплекс перекрыт среднепротерозойской (1700 млн. лет) серией Рораима, состоящей из красных и светло-серых кварцитов и конгломератов с подчиненными прослоями аргиллитов и яшм; в ней внедрены мощные силлы долеритов (траппы). В некоторых районах развития гранитов архей часто перекрывается кислыми эффузивами типа риолитов. Возможно в этих случаях мы имеем дело с эффузивным проявлением гранитоидного магматизма. В других частях Южно-Американской древней платформы докембрийские вулканические явления или не встречаются или проявляются в интрузивной фации основных и ультраосновных магм.

Среди кристаллических сланцев и гнейсов древней платформы Антарктиды, консолидированной, по-видимому, во время карельского цикла диастрофизма, М. Г. Равич (1964) выделяет: разные парагнейсы; пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, продукты мета-

морфизма основных эффузивов, мергелей и граувакковых песчаников, а также мраморы, кальцифиры и другие породы, образовавшиеся за счет карбонатных пород. Перекрывается платформа верхнепротерозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, начинающимися конгломератами, выше которых идут терригенная и вулканогенная толщи; последняя состоит из покровов и туфов андезит-базальтового состава.

Африканская платформа представляет большой интерес, так как на ней, по-видимому, имеются раннеархейские эвгеосинклинали (трансваальский этап). По В. Е. Хаину (1971), образования этого возраста известны во многих районах Африки, они везде сильно метаморфизованы и подверглись гранитизации. Сравнительно слабо из них метаморфизованы породы системы Свазиленд в Трансваальском районе; это основные, реже кислые лавы, граувакки, глинистые сланцы и джеспилиты; мощные основные вулканиты и внедрение в них основных и ультраосновных интрузий придают, по мнению В. Е. Хаина (1971), «системе» эвгеосинклинальный характер (возраст более 3000 млн. лет).

В позднеархейском — родезийском этапе (3000—2400 млн. лет) в пределах почти всей территории Африки формировались вулканогенно-осадочные толщи из основных и кислых лав, а также пирокластов, граувакк и джеспилитов, мощность которых местами (Южная Родезия) достигала 12 км. Характер этих образований еще более отвечает эвгеосинклинальным формациям.

В раннепротерозойском (эбуренийском) этапе (2400—2000 млн. лет) — на значительной части территории Африки существовали мощные геосинклинальные пояса, заключенные между кратонами; в этих интенсивно погружающихся геосинклиналях (Западно-Африканская, Южно-Африканская, Мозамбикско-Аравийская) проявился мощный подводный основной вулканизм и накапливались железисто-кремнистые формации. Эбурнейская эпоха диастрофизма полностью не замкнула эти геосинклинали, и их центральные части продолжали развиваться до конца раннего протерозоя (2000—1700 млн. лет). Если в геосинклиналях накапливались характерные для них толщи, то на границе с кратонами (Родезийский, Трансваальский) формировались красноцветные толщи и проявлялся трапповый вулканизм, т. е. образовывались формации платформенного типа. В среднепротерозойское время в зонах, замкнутых в результате предшествующего диастрофизма, широкое развитие получает орогенный вулканизм и формируются андезит-риолитовые формации, игнимбриты и кислые субвулканические интрузии. Эти закономерности в развитии вулканизма и осадконакопления сохраняются и в позднем протерозое. Такой картине развития вулканизма в докембрии Африканского континента вполне соответствует характеристика вулканизма Либерийского щита, детально описанная Б. М. Михайловым (1969).

На Индостанской платформе в докембрии заметную роль играют вулканические породы. В районе г. Джайпур, южнее Дели, распространена архейско-нижнепротерозойская метаморфическая толща (2200—1900 млн. лет), известная под названием делийской группы. В алварской серии этих метаморфитов отмечаются вулканические образования в виде амфиболовых сланцев и амфиболитов как согласных тел, иногда показывающих субофитовую структуру (Gangopadhyay, 1972).

В Восточной Индии, в штатах Бихар и Орисса, среди докембрийских метаморфитов большую роль играют эффузивные породы, так называемые «далма лавы» (Aniruddha, 1964). Они являются толеитовыми базальтами, не отличающимися от траппов Декана, метаморфизованы в эпидиориты. Эти лавы ложатся с угловым несогласием на метаморфическую серию и метаморфизованы до стадии кианит-силлиманитовой зоны. В другом районе штата Орисса (Prasada et al., 1964) описывается разрез докембрия, в котором аналогичные лавы лежат под железистой

формацией, но метаморфическая свита над последними также содержит большое количество лав и туфов. Некоторые лавы напоминают шаровые лавы и по составу соответствуют спилитам. Кроме того, в области Далтери-Томак описана полосчатая железистая формация мощностью 160—800 м, заключенная между двумя толщами метапелитов и метавулканитов. Разрез заканчивается конгломератами, кварцитами, ультрабазитами и долеритами (Acharya, 1964).

Аналогичная картина наблюдается и в области Сингбум, где метаморфизованная осадочная серия, содержащая большое количество вулканического материала в виде лав и туфов (возраст более 2,5 млрд. лет), образовалась в условиях стабильного шельфа, но к северо-западу и северу она переходит в условия нестабильного шельфа и бассейн делается более глубоководным; в этой части разреза в ней появляются полосчатые гематитовые яшмы. Выше с несогласием располагаются «далма лавы».

В западной Индии, в области Кишангар, в толщу докембрийских кианит-старовлит-биотитовых сланцев, кварцитов и роговообманковых сланцев внедрены в виде силлов разных размеров нефелиновые сиениты. В этих сиенитах в виде согласных пластов и линз залегают тералиты. Самую последнюю фазу образуют камптониты, внедренные в сиениты в виде даек (Basu, 1964).

На территории Австралии докембрий имеет широкое распространение. Архейские образования выходят на поверхность во многих частях материка и везде представлены сложным комплексом метаморфизованных осадочных пород, основных и ультраосновных интрузивных и эффузивных пород, пирокластолитов, гнейсов и гранитов. В Западной Австралии основные вулканические породы, образующие, как полагают, вулканический пояс, приобретают широкое распространение, они представлены здесь базальтами и андезитами, среди которых местами присутствуют подушечные лавы, имеющие характерный для спилитов состав. Часто они сопровождаются обломочными и полосчатыми железистыми породами.

В нижнем протерозое в районе Кимберли в мощной толще граувакк имеются прослои карбонатных и вулканических пород. В Квинсленде в двух геосинклиналях накапливались мощные толщи (16 000 м и 11 000 м), низы которых сложены кислыми вулканическими породами с пропластками базальтов и осадочных пород. В верхней части нижнего протерозоя вулканизм проявился заметно слабее и в Северной территории, например, имеет орогенный характер. Здесь развиты кислые и средние породы (андезит-риолитовая формация).

Верхний протерозой также имеет широкое распространение. В районе Кимберли, например, в нижней части верхнего протерозоя имеется 2600-метровая толща, состоящая главным образом из песчаников и основных лав с подчиненными пачками конгломератов, алевролитов, глинистых сланцев и железных руд. В верхней части верхнего протерозоя среди кластических осадков вулканические породы встречаются лишь спорадически.

Изложенный выше фактический материал дает возможность сделать следующие выводы:

1. Развитие вулканизма в докембрии в основном было подчинено тем же закономерностям, которые установлены и для фанерозоя. Распространение вулканических явлений также не было особенно широким. Лишь в нижнем архее вулканические толщи резко преобладают над осадочными, но только потому, что процессы осадкообразования из-за известных палеотектонических условий, находились в зачаточном состоянии.

2. В докембрии распространены в основном четыре типа вулканических формаций: 1) спилит-порфирит-диабазовые формации, образо-

вавшиеся на стадии прогибания эвгеосинклинали; 2) андезит-дацит-риолитовые формации, связанные с орогенной стадией развития эвгеосинклинали; 3) трапповая формация, приуроченная к стабильным массивам и 4) трахиандезитовая формация, характерная для переходной зоны между эвгеосинклиналью и стабильным массивом. Как видно, картина вполне аналогична наблюдаемой в фанерозое.

3. Из вулканогенно-осадочных формаций в докембрии встречаются кремнисто-вулканогенные, железисто-кремнисто-вулканогенные, терригенно-вулканогенные и карбонатно-вулканогенные. Из них в архее отмечаются лишь первые две формации. Если учесть, что в раннем архее процессы осадкообразования проявились в весьма слабой степени, то единственно правильным будет вывод о снабжении морей кремнеземом и железом за счет подводного вулканизма. Это подтверждается и тесной пространственной связью железисто-кремнистых формаций с вулканическими толщами, что исключает возможность привноса в бассейне осадконакопления сколь-нибудь значительных количеств не только хемогенного, но даже терригенного материала.

4. Мнение о преобладающем развитии кислых эффузивных пород в докембрии не находит подтверждения. В количественном отношении кислые эффузивные породы среди докембрийских образований, в общем, находятся в той же пропорции, что и в фанерозое. Что касается появления кислых вулканических пород до спилитов, в начальной стадии развития докембрийской эвгеосинклинали, то это явление нередко наблюдается и в фанерозойских геосинклиналях и, как правило, проявляется на границе с плитой или срединным массивом.

5. По химическому составу, содержанию некоторых редких элементов и изотопов стронция лавы докембрия не отличаются от соответствующих продуктов современного вулканизма, что указывает на постоянство химического состава верхней мантии и условий магмообразования в ней.

6. Изложенный выше материал по вулканогенным и вулканогенно-осадочным формациям докембрия подтверждает мнение о принципиальном сходстве геологических процессов на протяжении всей геологической истории Земли (Сидоренко, 1971).

ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ ДОКЕМБРИЯ ЩИТОВ И МАССИВОВ

Применение геолого-формационного метода научного анализа при установлении первичных ассоциаций горных пород показывает, что осадочные образования присутствуют в составе всех определявшихся осадочно-вулканогенных формаций докембрия и, кроме того, широко представлены в собственно осадочных формациях.

Изучение ассоциаций горных пород, входящих в докембрийские геологические формации, в том числе и глубокометаморфизованные, показало, что в их составе существенную роль играли осадочные образования (Белевцев и др., 1957; Богданов и др., 1966; Кратц, 1963; Салоп, 1965; Сидоренко, 1969; Страхов, 1949; Wilson, 1969; Windley, Bringwater, 1971 и др.). Из 35 геологических формаций, выделенных на основании систематики данных по щитам Советского Союза, 18 формаций являются собственно осадочными. Средние суммарные мощности осадочных фомаций докембрия составляют примерно 40—50% по отношению к осадочно-вулканогенным. Наибольшие значения мощностей осадочных формаций относятся к отложениям среднего и верхнего протерозоя, которые локализуются на склонах щитов и в межблоковых про-

гибах. В докембрии установлены породы различных литологических фаций: песчаниковых, алевролит-аргиллитовых, гравелит-конгломератовых, доломит-известняковых, железисто-кварцитовых, кварцитовых, соленосных.

Осадочные породы нередко находятся в ассоциации с вулканогенными, и в этом случае метаморфизованные разности тех и других не всегда достоверно различимы. Особенно это относится к глубокометаморфизованным осадочно-вулканогенным формациям архея. Тем не менее, некоторые типы метаморфизованных осадочных пород отчетливо сохраняют свои литологические признаки при любой степени метаморфизма и могут рассматриваться как породы-индикаторы. Это, прежде всего, известняки, доломиты, различные кварциты, в том числе и железистые, глинистые сланцы. Для установления первичных признаков метаморфизованных осадочных пород широко применяются методы реконструкции их структур и текстур, реликтовых минеральных ассоциаций, напластования, слоистости и характера ритмичности (Рухин, 1961; Сидоренко, 1969, 1972; Сидоренко, Лунева, 1958, 1961, 1967; Сидоренко и др., 1968). Конкретную информацию об осадочных отложениях докембрия (начиная от архея и раннего протерозоя) несут реликты живых организмов (Перевозчикова, 1966).

В настоящей работе проведено обобщение по эволюции осадочных образований Украинского, восточной части Балтийского, Алданского щитов и Воронежского массива. Эти данные нашли свое отражение при составлении карт геологических формаций для Украинского и Алданского щитов.

Ассоциации осадочных пород, входящих в состав геологических формаций докембрия, включая и поздний протерозой, дают некоторые основания для установления последовательности их образования в смене геологических эпох и особенностей размещения литологических фаций. Понятие «фация» нами принимается согласно определению А. Гресли — Н. С. Шатского (Шатский, 1962). Исходя из опыта изучения геологических формаций докембрия, установлена их закономерная смена в соответствии с изменением геотектонического режима — от режима, соответствующего образованию первичной земной коры в архее, к протогеосинклинальному и протоорогенному режимам в раннем и среднем протерозое и к платформенному в позднем протерозое. Области байкальской складчатости здесь специально не рассматриваются. В развитии земной коры после среднего протерозоя установлена четкая дифференциация геотектонического режима на три различных типа — платформенный, геосинклинальный и тектоно-магматической активизации.

Принимая за основу существующие стратиграфические и геохронологические рубежи, мы имеем в виду, что они не всегда являются точными границами между реальными геологическими телами в ряду фации→формации→структурно-формационные комплексы. Скольжение границ между эпохами объясняется их большой длительностью, измеряемой сотнями миллионов лет.

В архее (более 2600 млн. лет), судя по реконструкции первичного состава осадочных пород, вероятно, отлагались толщи аргиллитов, алевролитов, песчаников (нередко граувакковых), кварцитов, а также известняков. Распространение их в доступных наблюдению фрагментах докембрийских планетарных геоструктур (в данном случае на различных щитах и массивах) неоднородно. Наиболее древние осадочно-вулканогенные и осадочные формации архея зарождались, по-видимому, в завершающие стадии формирования базальтового слоя, в связи с чем осадочные породы нередко находятся в тесной ассоциации с вулканическими.

Несмотря на метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций, в осадочных породах сохранились признаки первичных структур и тек-

стур, а также следы напластования и слоистости. Наиболее устойчивые минеральные ассоциации карбонатных пород и кварцитов дополнялись лишь минералами, возникающими при железо-магний-кальциевом и кремний-калиевом метасоматозе.

Палеогеографическая обстановка архея условно определяется как сочетание обширных мелководных морских бассейнов, разделенных областями суши, в которых происходило накопление хемогенных и механогенных осадков. Основанием для такого предположения является относительно широкое развитие хемогенных фаций и их латеральная выдержанность в условиях своеобразного гидрохимического режима (моря с повышенным содержанием в воде SiO_2 или CO_2). Хемогенному осаждению способствовал гальмиролиз и выветривание геологических образований первичной континентальной коры (кварциты и глиноземистые сланцы иенгрской серии) на фоне возрастания солености морских бассейнов (известняки, бор-фосфорсодержащие породы иенгрской, тимптонской и джелтулинской серий) и механогенеза (аргиллиты и песчаники кольско-беломорской и тетеревской серий). По-видимому, кластогенные отложения формировались позже хемогенных в условиях нарастания трансгрессии первичных акваторий.

Архейские образования центральной части Алданского щита распространены на площади более 40 тыс. км² (рис. 4). Корреляционная схема сводных стратиграфических колонок отражает положение кварцитовой и карбонатной фаций иенгрской серии. Породы кварцитовой фации характеризуют состав верхнеалданской, а карбонатной фации — федоровской свит (рис. 5). Осадочная природа пород подтверждается всем комплексом признаков (структурно-текстурных, напластования и слоистости, минеральных ассоциаций, включая и акцессорные минералы). В стратиграфических колонках изображено только положение пород кварцитовой и карбонатной фаций, принадлежащих к различным геологическим формациям (сланцево-кварцитовой и известняк-сланцево-диабазовой). Как видно из схемы, кварцитовая и карбонатная фации, отражающие положение областей хемогенного осадкообразования, занимают секущее положение по отношению к стратиграфическим подразделениям. Такой характер соотношения фаций и стратиграфических подразделений свидетельствует, вероятно, о весьма значительном времени их накопления и, таким образом, о длительности существования этих фаций. Постепенная смена (выклинивание) в пространстве и времени кварцитовой и карбонатной фаций может служить указанием на слабую подвижность или спокойный тектонический режим, устойчивость климата и атмосферы и связанных с ними процессов выветривания.

Осадочные породы геологических формаций раннего протерозоя (более 2000 млн. лет) представлены более разнообразной ассоциацией, включающей, кроме пород, установленных в архее, железистые кварциты, различные сланцы (глинистые, песчанистые, мергелистые) и конгломераты (Кратц, 1963; Сидоренко, Лунева, 1961, 1967; Шуркин, 1968). Среди пород карбонатной фации увеличивается роль доломитовых и мергельных разностей (Ронов и др., 1970; Страхов, 1949). В ряде геоструктур формируются раздельно осадочные и осадочно-вулканогенные формации, в которых осадочные породы переслаиваются с лавами и туфами как основного, так и кислого состава. Зарождение геологических формаций этой эпохи происходило на архейских образованиях, претерпевших региональный метаморфизм и ультраметаморфизм. Особенно характерные для раннего протерозоя джеспилитовые формации подразделяются на осадочно-вулканогенные (гимольская, тундровая, борсалинская серии, белозерская свита) и собственно осадочные (криворожская и курская серии). Намечается увеличение в составе осадочных формаций раннего протерозоя роли грубообломочных кластогенных осадков и глинистых высокоглиноземистых пород.

Структурно-тектоническая обстановка соответствует развитию линейных протогеосинклинальных областей с системами дифференцированных, нередко трогообразных прогибов. В соответствии с этим находится палеогеографическая обстановка, определяемая появлением длительно развивающихся морских бассейнов с мигрирующей береговой зоной.

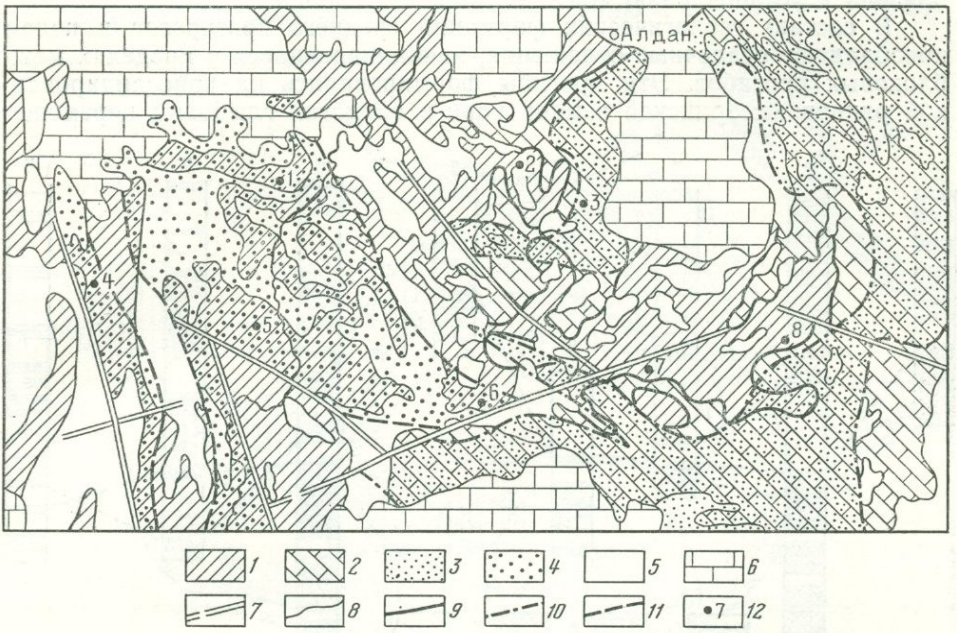


Рис. 4. Геологическая схема центральной части Алданского щита с элементами фациальных реконструкций (составил Б. А. Ермолаев)

Кристаллический фундамент: *1* — верхнеалданская свита; *2* — федоровская свита; *3* — поле развития карбонатной фации; *4* — поле развития кварцитовой фации; *5* — ультраметаморфические и магматические гранитоиды. Платформенный покров: *6* — юдомско-кембрийские отложения; *7* — разрывные нарушения; *8* — эрозионные контуры геологических тел; *9* — стратиграфическая граница верхнеалданской и федоровской свит; *10* — генерализованная граница карбонатной фации; *11* — генерализованная граница кварцитовой фации; *12* — номера сводных стратиграфических разрезов

Фациальные особенности накопления осадков характеризуются сочетанием процессов кластогенного и в меньшей степени хемогенного осаждения. К числу хемогенных относятся железисто-кремнистые и кремнистые осадки и, вероятно, высокоглиноземистые образования. Накоплению тех и других предшествовало развитие процессов выветривания, неоднократно фиксируемых в раннем протерозое (Сидоренко, Лунева, 1958; Сидоренко и др., 1971).

Иллюстрацией раннепротерозойского осадконакопления может служить курская серия (джеспилитовая сланцево-кварцитовая формация), накопление которой происходило в узких асимметричных трогообразных прогибах с дифференцированным характером движений.

Образование песчанико-конгломератовой фации происходило в условиях начавшейся трансгрессии и резкой дифференцированности осадконакопления в прибрежно-морской зоне, что подтверждается быстрым выклиниванием мономиктовых и полимиктовых конгломератов и фациальным замещением их гравелитами; формирование аргиллитовой фации отражает процесс прогрессивного углубления бассейнов осадконакопления. Фация железистых кварцитов образовалась, вероятно, в относительно глубоких частях морского бассейна при ритмичном чередовании периодов накопления хемогенных железисто-кремнистых и кластогенных песчано-глинистых осадков. Асимметрия бассейнов хорошо

определяется по замещению закисных железных руд более глубоководными окисными с увеличением мощности железорудной свиты на 15—20%. Накопление осадков песчанико-конгломератовой фации происходило, вероятно, в условиях малоамплитудных тектонических колебаний, что отчасти определяется небольшой мощностью отложений. Образование фации железистых кварцитов, по-видимому, связано с относительно стабильным состоянием бассейна, быстрое обмеление которого привело к установлению континентальных условий.

В составе геологических формаций среднего протерозоя в целом преобладают осадочные отложения, накапливающиеся в пределах межблоковых прогибов. Эти прогибы формировались на консолидированной раннедокембрийской земной коре в областях глыбовых перемеще-

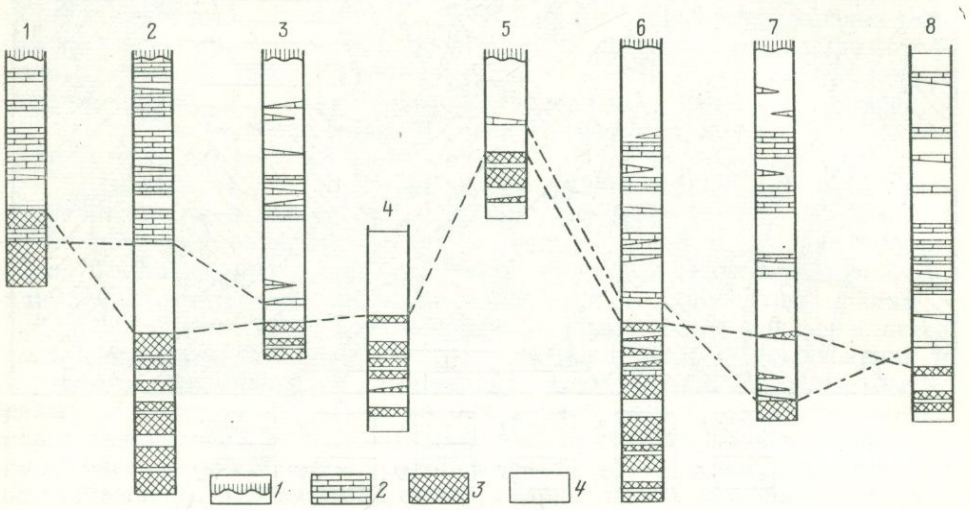


Рис. 5. Схема распределения существенно карбонатной и кварцитовой фаций в иенгрской серии центральной части Алданского щита (составил Б. А. Ермолаев)

1 — платформенный покров; *2* — карбонатная фация; *3* — кварцитовая фация; *4* — фациально нерасчлененные метаморфические и ультраметаморфические образования. 1—8 — сводные стратиграфические разрезы (см. рис. 4)

ний различной амплитуды. Ассоциации пород представлены тонко- и грубообломочными разностями — аргиллит-алевролитовыми, песчано-гравелит-конгломератовыми, кварцитовыми и карбонатными. Наряду с собственно осадочными формациями (удоканская серия) присутствуют вулканогенно-осадочные, роль вулканических пород в которых резко изменчива (уянская, субганская, сегозерская, онежская и другие серии). Палеогеографическая обстановка характеризуется появлением мигрирующих морских бассейнов, в которых кратковременные трансгрессии сменяются длительно развивающимися регрессиями и последующим континентальным режимом. Фациальные особенности характеризуются преобладанием кластогенных фаций и соответственно ведущей ролью процессов механогенеза. Наряду с этим значительная часть карбонатных и кремнистых отложений также имеет кластогенный характер (конгломератовидные известняки и пр.). Существенная роль принадлежит процессам биогенного седиментогенеза, фиксируемым по появлению биогенно-карбонатных отложений (строматолитовые известняки).

Среднепротерозойское осадконакопление можно иллюстрировать на примере меденосной алевролит-песчаниковой формации (удоканская серия), отражающей полный цикл регрессивного накопления механогенных образований (рис. 6). Общие закономерности накопления осадков подчиняются трем мегаритмам. Каждый мегаритм характеризуется сменой трансгрессии и длительными периодами регрессий, в течение кото-

рых накапливались мелководноморские, прибрежно-морские, лагунные, дельтовые и лагунно-болотные осадки (Богданов и др., 1966; Лейтес, 1965; Салоп, 1965; Федоровский, 1972). К концу второго мегаритма относится накопление биогенно-карбонатных отложений (бутунская, александровская, четкандинская свиты). Заполнение бассейна седиментации сопровождалось накоплением осадков пойменно-русловой фации мигрирующей дельты.

Мелководные фации располагаются по периферии прогиба, а несколько более глубоководные — по направлению к его центру. Наряду

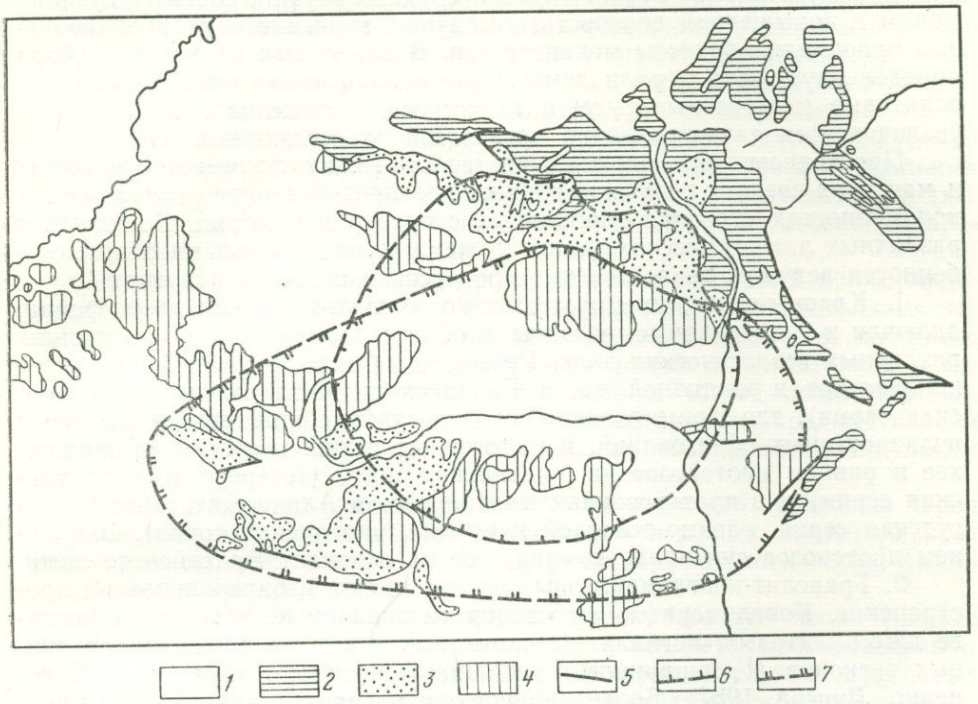


Рис. 6. Фациально-стратиграфические соотношения в удоканской серии среднего протерозоя Кодаро-Удоканской зоны (составили В. Т. Свириденко и Б. А. Ермолаев)

1 — нерасчлененные геологические формации; *2* — кодарская подсерия; *3* — чинейская подсерия; *4* — каменская подсерия; *5* — разрывные нарушения; *6* — известняковая фация; *7* — доломитовая фация

с этим происходит медленное скольжение фаций во времени и по площади бассейна седиментации. Так, известковая и доломитовая фации пересекают положение стратиграфических подразделений среднего мегаритма, а также области развития друг друга.

Отличительными особенностями процесса седиментогенеза являются большая длительность осадконакопления и как результат — стратиграфически большая мощность и относительная выдержанность осадков по латерали. Характерна также отчетливая цикличность, ритмичность и медленное захоронение осадков в условиях спокойного гидродинамического режима. В этом отношении удоканская серия сходна с отложениями гуронской серии и меднорудного пояса Катанги (Федоровский, 1972).

Позднепротерозойские платформенные отложения подразделяются на кластогенные (алевролит-аргиллитовые, конгломерат-песчаниковые и кварцитовые фации) и карбонатные (известняковые и доломитовые фации). Вулканогенные (трапповые и туфовые) образования известны только в южной части Русской платформы на склонах Украинского щита и на Воронежском массиве. В мелководных частях бассейнов удаленных от берега появляются соленосные фации. Накопление осадоч-

ных отложений верхнего протерозоя отвечает начальным стадиям платформенного режима, характеризующегося относительной тектонической подвижностью (при заложении прикратонных прогибов) и эвстатическими колебаниями. Палеогеографическая обстановка определяется появлением морских бассейнов (крупных акваторий с большими массами воды и весьма существенной ролью шельфа).

Накопление осадков происходило в обстановке неоднократной смены трансгрессий и регрессий, что предопределило разнообразие фациальных разновидностей от прибрежных, включая рифовые карбонатные фации, до удаленных морских фаций средних глубин, соответствующих морям с повышенной соленостью. Ведущее значение в осадконакоплении приобрели процессы механогенеза. В отдельных частях бассейнов определенную роль играли хемогенные осадки (оолитовые известняки, оолитовые гематитовые руды и галогенные отложения). В это время увеличивается также влияние органогенного осадконакопления.

Пространственное размещение геологических формаций на щитах и массивах создает только приближенное представление о главных закономерностях строения глобальных структур докембрия. Размещение различных литологических фаций может указывать лишь на общие особенности ведущих геологических процессов и строение акваторий.

1. Кластогенные, преимущественно аргиллит-песчаниковые фации, включая и граувакковые, развиты, в общем, повсеместно в отложениях различных геологических эпох. Резкое преобладание этих фаций устанавливается в восточной части Балтийского щита (кольско-беломорская серия), где формирование их связывается с размывом основных вулканогенных образований. Кластогенные толщи известны также в архее и раннем протерозое на Украинском щите (тетеревская и ингульская серии) и в протерозоидах Балтийского и Алданского щитов (тунгудская серия, олекмо-становой комплекс, удоканская серия). В позднем протерозое они вновь доминируют на склонах Балтийского щита.

2. Гравелит-конгломератовые фации имеют избирательное распространение. Конгломераты, достоверно опознаваемые, известны в составе джеспилитовых, аргиллит-песчаниковых и других формаций различных регионов (Гречишников, Гречишникова, 1966; Кратц, 1963; Сидоренко, Лунева, 1967). Более широко они распространены в среднепротерозойских осадочно-вулканогенных формациях восточной части Балтийского щита и на Алданском щите (онежская, сегозерская, уянская серии), а также в составе осадочных формаций (курская и криворожская серии) на Украине и КМА. В составе платформенных позднепротерозойских формаций отмечается увеличение роли конгломератов и гравелитов на склонах Алданского щита.

3. Железистые кварциты и сланцы определяют основную особенность осадочных и осадочно-вулканогенных джеспилитовых формаций всех регионов при резком преобладании их на Украинском щите и на Воронежском массиве (криворожская и курская серии). Осадочно-вулканогенный тип джеспилитовых формаций (гимольская, тундровая, борсалинская серии) характеризуется относительно меньшим развитием железисто-кварцитовых фаций.

4. Кварциты хемогенного происхождения известны в архее Алданского щита и в джеспилитовых формациях. Кластогенные кварциты появляются в геологических формациях среднего протерозоя, главным образом в восточной части Балтийского щита.

5. Карбонатные породы известны в составе геологических формаций архея и раннего протерозоя Алданского, Украинского и в восточной части Балтийского щита. Наибольшее распространение эти породы имеют на Алданском щите, где они присутствуют в составе геологических формаций всех возрастных групп геологических образований с преобладанием в позднем протерозое.

Некоторые черты эволюции осадкообразования в геологических формациях докембрия — от архея до позднего протерозоя — представляются в следующем виде.

Первичное накопление осадков в архее характеризовалось длительным (миллионы лет) формированием однородных фаций (кварциты, известняки, граувакки, аргиллиты). Седиментогенные бассейны отличались слабой дифференцированностью и консервативным характером на фоне активной вулкано-плутонической обстановки. Накоплению осадков, очевидно, во многом способствовало химическое выветривание.

Для раннего протерозоя характерно заметное преобладание кластогенных образований, представленных различными литологическими фациями. Значительную роль продолжает играть формирование хемогенных осадков (железистые кварциты, высокоглиноземистые породы), связанных, очевидно, с процессами химического выветривания.

Среднепротерозойские осадочные образования характеризуются ярко выраженной механогенной природой и разнообразием фациальных условий накопления осадков в условиях нарастания контрастности тектонических движений. Существенное значение имеют органогенные процессы и химическое выветривание.

Осадочные толщи позднего протерозоя обязаны своим происхождением процессам кластогенного и в меньшей степени хемогенного накопления. К хемогенным образованиям относятся оолитовые железные руды прибрежного мелководья, некоторые разности известняков и соленосные отложения удаленных засолоненных частей позднепротерозойских морей. Накоплению осадков в ряде случаев предшествовали процессы выветривания (догонамская кора выветривания на Алданском щите и др.).

Наблюдения над изменением химического состава осадочных пород по ассоциациям и соотношениям петрогенных и малых элементов дают некоторые дополнительные признаки развития литологических фаций в докембрии (рис. 7).

Последовательные и закономерные преобразования вещественного состава древних областей сноса от архея к позднему протерозою приводят к соответствующим изменениям химического состава осадочных пород различных возрастных групп, выражающимся в уменьшении средних содержаний Na, Mg, Al, величины $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$ и, напротив, в постепенном увеличении содержаний K, величины $\frac{K_2O}{Na_2O}$ и $\frac{CaO}{MgO}$ при инверсии $Fe_{общ}$ и $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ (Ронов и др., 1972; Сидоренко и др., 1971; Страхов, 1960; Shaw et al., 1967). Интенсивность изменения химического состава осадочных пород, как правило, нарастает от архея к позднему протерозою.

В зависимости от поведения петрогенных элементов в осадочных породах от архея к позднему протерозою происходило закономерное изменение и состава малых элементов (элементов-примесей). Изменяется как распространенность (частота встречаемости определенных концентраций) отдельных элементов, так и их соотношения, что фиксируется изменением содержаний химических элементов, их ассоциаций и степени связи друг с другом и петрогенными составляющими. Так, избирательная концентрация легких лантаноидов в составе наращивающейся гранитной оболочки коры совместно с экзогенной дифференциацией этих элементов (вынос тяжелых лантаноидов в океан) приводит к постепенному увеличению отношения $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$ от архея к фанерозою (Ронов, Балашов и др., 1972).

Если архейским кластогенным осадкам свойственны повышенные содержания элементов группы железа с тесной корреляционной связью

Cr, Ni, Co, Cu, Ti, V, то раннепротерозойские и особенно средне- и позднепротерозойские характеризуются, как правило, повышенными количествами элементов, связанных со щелочами и особенно калием

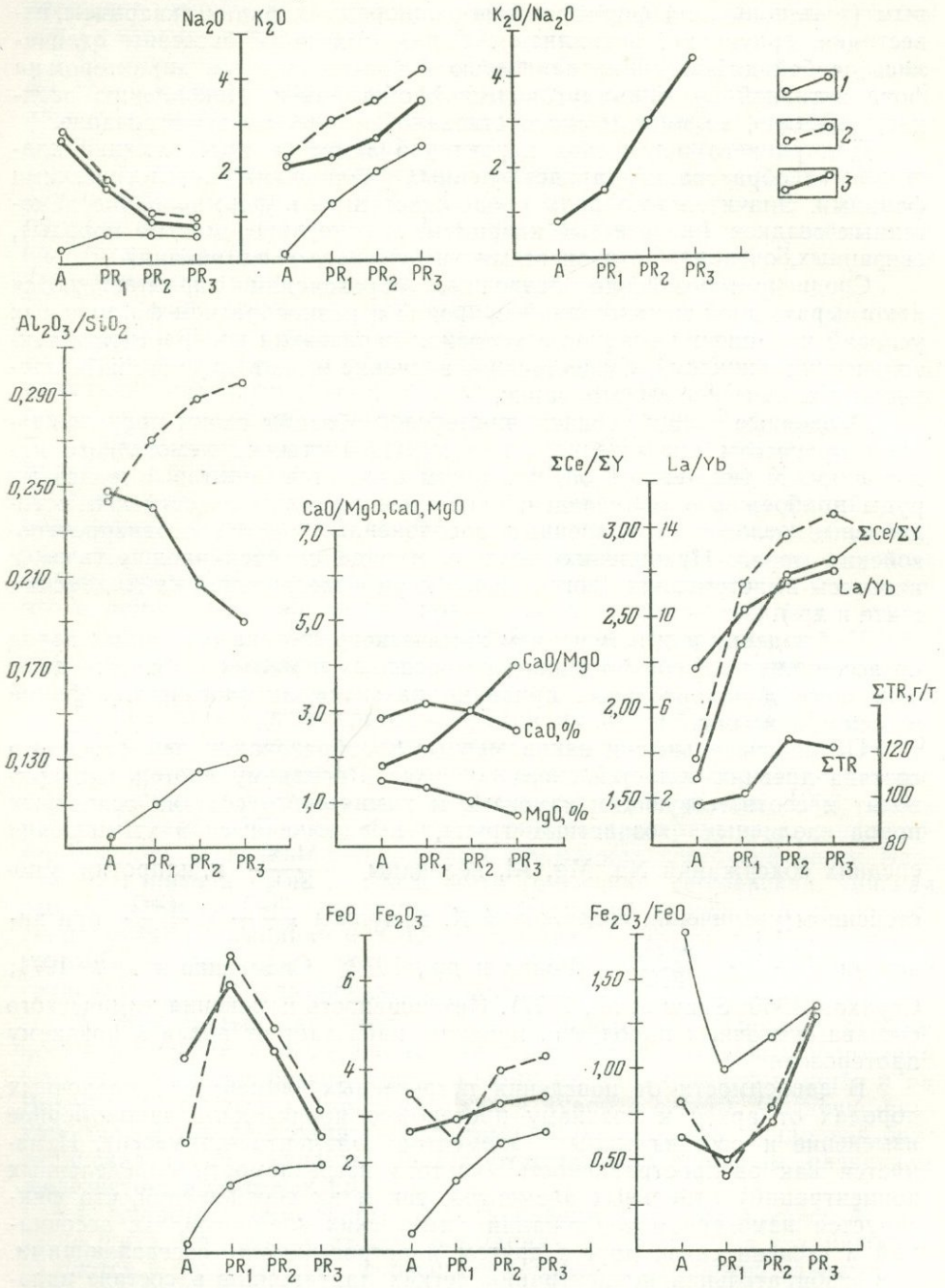


Рис. 7. Распределение химических элементов и их соотношения в осадочных породах докембрия (составил В. К. Титов)

1 — песчанистые породы; *2* — глинистые породы; *3* — осадочные породы в целом

(TR, Zr, Th, Pb, Sr, Ta и др.). Резко увеличивается роль щелочей как реагентов при процессах рудообразования. Не менее характерной по мере перехода от архея к позднему протерозою становится и тесная

связь отдельных элементов с органическим веществом (U, Pb, Se и др.) и бокситами (TR, Th и др.).

Начиная с раннепротерозойской эпохи (иногда архейской) и далее вплоть до фанерозоя, на примере большинства областей развития докембрия удается реконструировать ряды подвижности элементов в процессе седиментации пород, отвечающие «идеальному профилю осадочных формаций» Н. М. Страхова. Эти данные, наряду с другими геохимическими признаками (рост окисленности железа, сдвиг изотопных отношений кислорода и серы, увеличение солености моря и др.), свидетельствуют о развитии в принципе однотипных геохимических процессов гипергенной дифференциации коровой оболочки от архея до фанерозоя включительно. Вместе с тем фиксируются и характерные рубежи в эволюции состава осадочных пород и геохимических процессов, соответствующих границам AR и PR, PR_1 и PR_2, PR_2 и PR_3, PR_3 и PZ. На этих рубежах происходило изменение интенсивности проявления различных типов геологических процессов, приводящее к резкому изменению в концентрациях и соотношениях элементов в осадочных породах. В целом устанавливается, что общая схема миграции химических элементов в магматических (интрузивных, вулканогенных) и осадочных образованиях докембрия, в общем, едина.

Информация об ассоциациях осадочных образований докембрия, их фациальных особенностях, типах древних акваторий и соответствующих процессах осадконакопления подтверждает установленную направленность и необратимый характер развития земной коры от архея к фанерозою (Ронов, Мигдисов, 1970; Сидоренко, 1969; Страхов, 1949, 1960). Наряду с этим можно утверждать, что механизм процессов осадконакопления в раннем докембрии не имеет принципиальных отличий от таковых в фанерозое. Это положение, детально рассмотренное А. В. Сидоренко (Сидоренко, 1969, 1972; Сидоренко, Лунева, 1958, 1961, 1967, 1972; А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1968; Сидоренко и др. 1968, 1971), закономерно следует из анализа набора признаков, наблюдаемых в метаморфизованных осадочных породах, и палеогеографических реконструкций. Последнее положение имеет существенное практическое значение в связи с тем, что позволяет применять к изучению докембрия научные и методические принципы, лучше разработанные для фанерозоя, в противовес существовавшему мнению о исключительном своеобразии горных пород и путей развития докембрия. Второе весьма важное обстоятельство — сам факт широкого развития осадочных образований в докембрии — расширяет перспективы прогнозирования различных полезных ископаемых (Fe, Cu, Au, U, TR, Th, Pb, Zn и Al) и позволяет по-новому оценить металлогеническую специализацию докембрийских областей.

СРАВНЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ РИФЕЯ И ФАНЕРОЗОЯ В СВЕТЕ ДАННЫХ АБСОЛЮТНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Вопрос о скоростях накопления осадочных толщ рифея и фанерозоя был поставлен в начале 60-х годов, после того как для всего разреза этих отложений были получены многочисленные радиологические определения. Первые полученные даты, значительно изменившие представления о возрасте пород в сторону их удревнения, вызывали недоверие, но в дальнейшем они воспринимались более реально. Появился ряд работ, в которых делались попытки понять их значение и на этой основе создать представление об особенностях седиментации в рифее. Эти вопросы освещались в статьях Б. М. Келлера (1963), Л. И. Сало-

па, М. Е. Раабен, А. И. Тугаринова (Казаков, Тугаринов, 1963) и в выступлениях Д. В. Наливкина и А. Л. Яншина. Несмотря на различия в подходе авторов к интерпретации данных, всеми исследователями отмечались увеличенные значения геохронологических дат рифея для тех интервалов стратиграфической шкалы, которые, на первый взгляд, представлялись одинаковыми с соответствующими интервалами палеозоя.

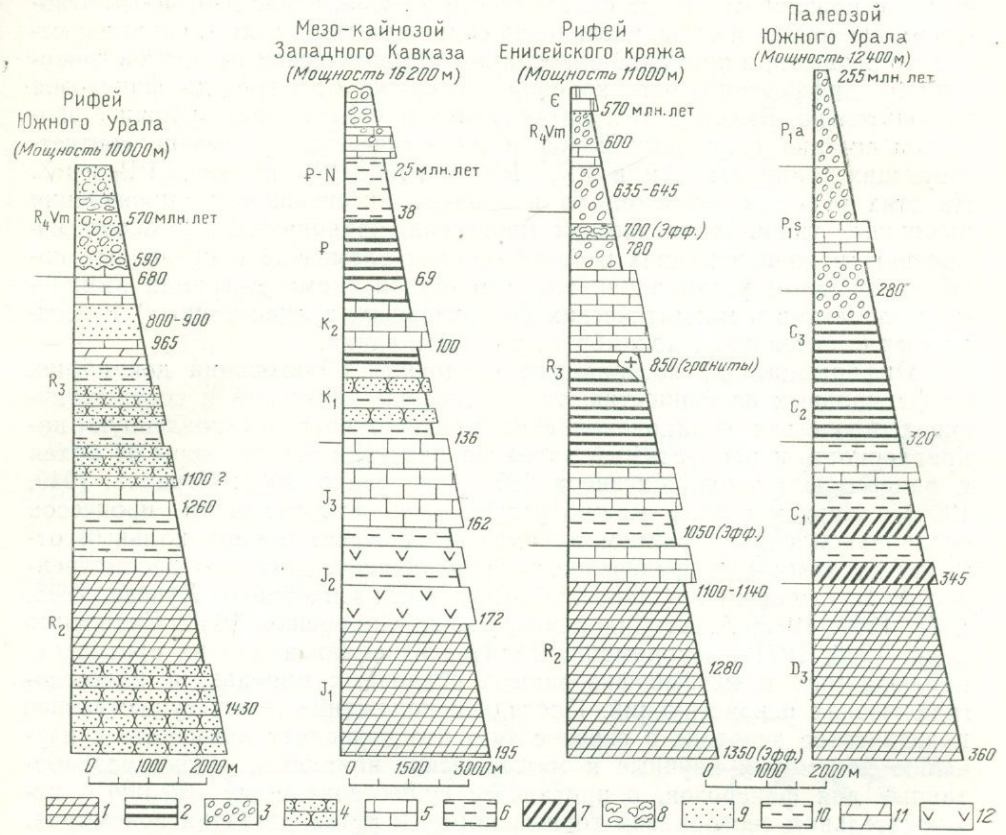


Рис. 8. Сравнение рядов формаций рифея и фанерозоя

1 — аспидная формация; *2* — флиш и сходные с флишем отложения; *3* — молассы; *4* — фалаховая формация (кварциты, песчаники); *5* — известняки и доломиты; *6* — алевролиты; *7* — кремнистые породы; *8* — конгломераты; *9* — песчаники; *10* — глины; *11* — мергели; *12* — основные эффузивы
Справа от колонок приведены цифры абсолютного возраста (в млн. лет), полученные для докембрия калий-аргоновым методом (главным образом по глаукониту).

Рассмотрим фактические данные. Для сравнения возьмем наиболее характерные разрезы геосинклинальных прогибов, обрамляющих платформы (миогеосинклинали), для которых может быть изучена последовательность образования пород и имеются достаточно надежные радиологические даты. Это — два прогиба фанерозоя — палеозойский прогиб Урала и прогиб флишевой зоны Западного Кавказа и для верхнего докембрия — Енисейский кряж и Южный Урал (рис. 8). В указанных случаях мы имеем последовательные ряды осадочных формаций от аспидной, отвечающей начальным стадиям формирования, через флиш к молассам. Для стратиграфических колонок имеются многочисленные надежные радиологические даты, полученные, как правило, калий-аргоновым методом. Для фанерозойских колонок нам пришлось воспользоваться данными по радиологическим датировкам отделов систем фанерозоя (The Phanerozoic..., 1964).

Анализируя приведенные для рифея и фанерозоя данные, мы можем констатировать следующее:

1. Время накопления карбонатных и терригенных свит. Так, на Северном Кавказе в поздней юре, длительность которой оценивается в 26 млн. лет, сформировалось минимум две свиты: нижняя карбонатная и верхняя красноцветная эвапоритовая; длительность формирования одной свиты 13 млн. лет. В верхнем мелу флишевой зоны Западного Кавказа выделяется не менее семи свит, однако наиболее четко обособлены две крупные: нижняя карбонатная, свита Маркотх турон-сантона, и верхняя терригенная флишевая кампан-маастрихта. Интервал времени турон-сантона по хронологической шкале фанерозоя 18 млн. лет, кампан-маастрихта — 12 млн. лет. Майкопская нефтеносная свита Северного Кавказа отложилась приблизительно за 13 млн. лет. В Зилаирском синклинории Южного Урала возраст палеозойских свит оценить труднее. В визейском ярусе, длительность которого по геохронологической шкале фанерозоя оценивается в 10—15 млн. лет (The Phanerozoic...., 1964), в единой кремнисто-терригенной толще выделяется две свиты (скорее подсвиты), к намюру (10—15 млн. лет) относится бухарчинская свита. Таким образом, длительность формирования крупных фанерозойских осадочных толщ, выделявшихся на первых этапах изучения как свиты, но теперь расчлененных более детально, колеблется в пределах 12—18 млн. лет.

В то же время в рифее соотношения совсем иные. Так, на Южном Урале длительность формирования зильмердакской и катавской свит ограничена датой 965—1100 млн. лет (135 млн. лет). Возраст миньярской и инзерской свит определяется в пределах 680—965 млн. лет (285 млн. лет) или по 140 млн. лет на свиту. Свита карточки и аладьинская свита Енисейского кряжа (по существу единая свита) имеют возраст 50—90 млн. лет.

Вероятно, можно привести примеры, когда время отложения свит рифея и фанерозоя оказывается примерно одинаковым. Вместе с тем обратные соотношения нам неизвестны. Как правило, радиологические даты, показывают, что продолжительность накопления осадочных свит рифея, минимум в 5 раз превышает время формирования свит фанерозоя.

2. Время накопления сходных по составу формаций.

Так, время формирования аспидной формации начальных стадий прогибов на Кавказе около 30 млн. лет (верхи триаса, лейас), в Зилаирском синклинории на Южном Урале — около 15 млн. лет (зилаирская свита верхнего девона). Вместе с тем время формирования близкой по типу формации в рифее Енисейского кряжа не менее 150 млн. лет, в среднем рифее Южного Урала не менее 100 млн. лет.

Продолжительность формирования молассовой формации для Кавказа 25—30 млн. лет, для Южного Урала около 25 млн. лет. В то же время длительность формирования байкальских моласс на Енисейском кряже около 200 млн. лет (Для Урала данные отсутствуют).

3. Время формирования ряда формаций крупных тектонических циклов. Для байкальского цикла это время оценивается в 800—1000 млн. лет, а для каледонского, герцинского и альпийского — в 200 млн. лет (см. рис. 8).

Сравнительную оценку скорости накопления осадочных толщ рифея и фанерозоя дал Л. И. Салоп (1964а). Он считает, что скорость накопления осадков для нижнего и среднего протерозоя составила 17 и 25 м/млн. лет, а для верхнего протерозоя — 32 и 35 м/млн. лет. Эти цифры сравниваются Л. И. Салопом с вычисленными Дж. Джилюли для различных подразделений палеозоя, где они увеличиваются от кембрия (150 м/млн. лет) к плейстоцену (500 м/млн. лет). При этом авторы не приводят данных, к какой структурно-фациальной зоне от-

носятся рассмотренные толщи, однако общая тенденция уменьшения длительности формирования осадочных свит, серий, формаций и циклов от рифея к фанерозою проступает достаточно явственно.

Несколько иная точка зрения дается М. Е. Раабен, признающей, что обычный порядок цифр для палеозойско-мезозойского этапа колеблется от 100 до 200 м/млн. лет, цифры же, полученные для рифея, не превышают первой сотни метров*. Вместе с тем М. Е. Раабен делает неожиданный вывод о том, что «рифей в отношении темпов образования осадков принципиально не отличается от более поздних этапов развития земной коры» (Раабен, 1966). При подсчетах М. Е. Раабен рекомендует сравнивать одинаковые по длительности отрезки геологического времени.

Чем же можно объяснить различную длительность формирования аналогичных геологических тел рифея и фанерозоя?

Прежде всего следует отметить, что причина заключается здесь не в специфике особенностей осадконакопления рифейских пород. Типы осадочных пород верхнего докембрия чрезвычайно сходны с хорошо известными в палеозое. К ним относятся: а) слабо измененные толщи известняков и доломитов то плитчатых и слоистых, то массивных рифовых; б) разнообразные обломочные породы — конгломераты, песчаники и кварцито-песчаники, алевролиты и сланцеватые глины, кремнистые породы, фосфориты и др. Структурные и текстурные особенности фанерозойских пород, в принципе, не отличаются от тех, которые характерны для рифейских пород. Как в рифее, так и в палеозое мы можем наблюдать разнообразные типы слоистости, обусловленные фациальными обстановками их формирования. Наиболее важные отличия рифейских осадочных пород от палеозойских связаны с особенностями биогенной седиментации. В рифее особенности строения карбонатных пород связаны с широким распространением синезеленых водорослей, создававших различные биогенные постройки (строматолиты, онколиты), в палеозое они определяются наличием разнообразной скелетной фауны.

Типы осадочных формаций верхнего докембрия (рифея) и палеозоя также чрезвычайно близки. К ним относятся аспидная формация начальных стадий развития геосинклинальных прогибов, флишевая формация, молассы, представляющие собой фацию подножий формирующихся горных систем, кварцито-песчаниковая (фалаховая) формация, формация биогенных известняков и доломитов и др. Для объяснения растянутости геохронологических дат рифейских толщ геологи ссылались на наличие в сериях пород рифея многочисленных перерывов — явных в основании циклов второго порядка или скрытых. Приводимые факты действительно имеют место, однако, не меньшее количество перерывов мы можем наблюдать и в осадочных толщах палеозоя. Можно полагать, что общие закономерности формирования осадочных толщ, в которых перерывы занимают бо́льшие интервалы времени, чем осадконакопление, одинаково присущи рифею и фанерозою. Особенности строения осадочных толщ рифея и фанерозоя чрезвычайно близки и поэтому у нас нет оснований для того, чтобы предполагать замедленность накопления докембрийских отложений. Наличие косой слоистости и другие текстурные признаки свидетельствуют о том, что отложение осадков в рифее и фанерозое происходило теми же темпами.

Естественно поставить вопрос, не требуется ли переоценка значений абсолютного возраста рифейских пород? Прежде всего, следует

* Значения скорости осадконакопления, превышающие 50 м/млн. лет, получены М. Е. Раабен для тех случаев, когда для подсчета брались явно преувеличенные значения мощности осадочных пород (24 000 м для серии Белт Скалистых гор вместо обычно принятых и многократно подтвержденных 12 000 м).

отметить, что имеющиеся радиологические данные, обосновывающие возраст рифейских и фанерозойских пород, достаточно надежны. Лет 10—15 назад многие геологи сомневались в точности полученных изотопных определений. Н. С. Шатский, исходя из сравнения байкальского тектонического цикла с одноименными циклами фанерозоя, считал, что длительность рифея не превышает 250 млн. лет, а возраст Бердяушского массива на Урале, прорывающего бурзянскую серию нижнего рифея, — 980 млн. лет — преувеличен. В настоящее время имеются две точки зрения о возрасте этого массива, основанные на многочисленных определениях. Согласно одной из них, возраст массива 1400 млн. лет, согласно другой — 1560 млн. лет. Массовые определения возраста осадочных и магматических пород рифея калий-аргоновым методом в ряде районов проконтролированы теперь рубидий-стронциевыми и уран-ториевыми определениями, причем в подавляющем большинстве случаев наблюдается хорошая сходимость полученных дат. Таким образом, сомневаться в надежности определений изотопного возраста горных пород рифея у нас нет оснований.

Нельзя ли в таком случае предположить, что скорость радиоактивного распада в докембрии была иная, чем в фанерозое? Вопрос этот долгое время решался отрицательно, но в настоящее время геохронологи допускают некоторое изменение скорости радиоактивного распада. На XVI сессии Комиссии абсолютного возраста геологических формаций Э. К. Герлингом совместно с Т. В. Овчинниковой было высказано предположение, что «расхождение между значениями возраста, полученными уран-свинцовым, рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методами, можно объяснить изменением скорости радиоактивного распада во времени». (Герлинг, Овчинников, 1973). Те же авторы считают, что если допустить правильность гипотезы Дирака об уменьшении гравитационного взаимодействия с возрастом вселенной, то некоторые другие физические константы также можно считать изменяющимися во времени. Однако зафиксированные пока изменения скорости радиоактивного распада невелики и не могут решить поставленную проблему.

Очевидно, мы имеем здесь дело с особым явлением — с «загадкой радиоактивных часов Земли», для которой пока нет удовлетворительного объяснения. Мы можем лишь утверждать, что «миллионы лет докембрия» и «миллионы лет фанерозоя», определенные изотопными методами, являются разными величинами, поэтому цифры «абсолютного возраста» докембрия, имеющие огромное значение для корреляции разрезов, не могут быть использованы для решения общих вопросов геологической истории, в частности, установления ранга стратиграфических подразделений.

О НЕКОТОРЫХ ДИСКУССИОННЫХ ПРОБЛЕМАХ ЭКЗОГЕННО-МЕТАМОРФОГЕННОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Примерно десять лет назад успехи в познании образований, лежащих стратиграфически ниже кембрия, привели к возникновению нового научного направления, которое получило название «осадочная геология докембрия». В достаточной мере определились и основные методы изучения древнейших метаморфизованных первично осадочных пород и, прежде всего, метод, объединяющий в себе и литологические и петрографические принципы изучения первичной природы глубокометаморфизованных пород докембрия (Сидоренко, Лунева, 1961).

Остановимся кратко на некоторых дискуссионных моментах экзогенно-метаморфогенной геологии докембрия, с тем чтобы возможно лучше увидеть их сегодняшнее состояние.

О принципиальном сходстве геологических процессов в докембрии и фанерозое и их эволюции во времени. В докладе на I Международном геохимическом конгрессе в Москве было подытожено, что: «...развитие земной коры на протяжении всей обозримой сегодня геологической истории было в принципе единым, но эволюционно и необратимо усложняющимся», что «...весь комплекс геологических и геохимических данных указывает на существование принципиально сходных геохимических факторов гипергенеза на всем протяжении геологической истории Земли. Главнейшими из этих факторов являются вода, живое вещество и продукты его жизнедеятельности, отмирания и преобразования, газовый состав и, прежде всего, свободный кислород атмосферы и химизм поверхностных вод». «...Этот вывод ни в коем случае не должен быть понят как отрицание эволюции геологических и геохимических процессов гипергенеза в истории Земли. Естественно, что они закономерно изменялись, изменялась их роль и пропорции, равно как изменялись и другие геологические параметры, но в основных, определяющих чертах они были сходными на всем известном нам сейчас отрезке геологической истории Земли» (Сидоренко, Теняков и др., 1973).

Приведенные выдержки со всей очевидностью показывают, что никакого «забвения» «принципа развития» в наших исследованиях нет. Причина иллюзии отсутствия «принципа эволюционности» заключается совершенно в другом: мы действительно не приводим каких-либо количественных данных об эволюции, поскольку не видим, к сожалению, в настоящее время для этого фактических данных.

Построение любых эволюционных схем, особенно в количественном изображении, предполагает полную генетическую определенность рассматриваемых объектов, т. е. глубокометаморфизованных пород, толщ, формаций. Мы же пока только стоим перед разработкой или, в лучшем случае, перед эффективным массовым применением уже разработанных методов вскрытия их первичной природы. И в какой класс пород — изверженных, эффузивных или осадочных — попадут во многом ещё мало изученные толщи гнейсов, амфиболитов, кварцитов, основных кристаллических сланцев — мы пока не знаем (Сидоренко, Теняков и др., 1968, 1972; Сидоренко, Розен и др., 1973). Это очевидно, может самым существенным образом изменить и наши представления о природе рассматриваемых пород, толщ, формаций и об эволюции во времени петрографического и химического состава обнажавшихся частей древних континентов как источников вещества пород этих осадочных комплексов, не говоря уже о химических изменениях во времени составов самих осадков.

Таким образом, требуется ещё очень большая работа, прежде чем в наших руках окажутся все необходимые и генетически правильно понятые исходные данные. Пока же мы только стоим перед сложными вопросами снятия «наслоений времен» с тем, чтобы прочесть истинную генетическую природу многих древних толщ и в будущем, введя в эти исследования «число и меру», воссоздать на этой основе настоящую количественную эволюционную картину.

С другой стороны, не является твердой основой для необходимой при этом возрастной корреляции и геохронологии (Тугаринов, 1973). Во-первых, даже согласованные возрастные данные по «рвущим гранитам» дают только возраст «прорывания». Во-вторых, даты по метаморфическим породам дают в лучшем случае так называемый «возраст последнего метаморфизма», а эта цифра никак не может характеризовать, например, возраст седиментации первичного осадка. При этом ясно, что даже хорошо коррелируемые по времени последнего метаморфизма толщи на самом деле могли быть сформированы как осадки или осадочные породы с интервалом в сотни миллионов и даже

в 1 млрд. лет. Не спасают ситуации и так называемые «омоложенные» и «реликтовые» цифры возраста, так как они допускают по самой сути интерпретации этих эффектов достаточный для путаницы произвол. Это уже не говоря о возможном изменении во времени скорости радиоактивного распада радиоэлементов (как это предполагает Э. К. Герлинг) и о том, что «убыстрение» во времени седиментации может быть просто иллюзорным эффектом.

И еще об одном необходимом «элементе» эволюционных схем и построений. Мы в своих работах неоднократно подчеркивали, что все известные к настоящему времени геологические, геохимические, геофизические и геохронологические данные не позволяют видеть даже в наидревнейших образованиях земной коры, наблюдаемых в обнажениях или буровых скважинах, самых первых ее геологических слоев, т. е. так называемую «точку отсчета» эволюции, в частности, седиментогенеза в истории Земли.

Многие исследователи, исходя из представлений А. П. Виноградова о разделительных процессах в верхней мантии, приведших к появлению первичных базальтовых покровов, почему-то хотят видеть в породах «зеленокаменных ядер континентов» те первые геологические образования, с которых следует начинать эволюционные построения. Но ведь уже сравнительно давно стало известно, что стратиграфически ниже этих основных метавулканитов киватинского типа залегают стратифицированные гнейсы, гранито-гнейсы, граниты и чарнокиты неясного пока генезиса.

Ничто не мешает предположить, что отдельные ныне метаморфические породы этих толщ были первично «чисто» осадочными или вулканогенно-осадочными образованиями. Но даже если это не принимать во внимание, то нужно просто иметь в виду, что основные метавулканиты далеко не единственные породы на этом стратиграфическом и возрастном уровне.

Среди отложений алданского комплекса Алданского и Анабарского щитов, гранулитовой серии Кольского полуострова, глубокометаморфизованных комплексов Западной Гренландии, кондалитовой серии Индии, образований системы Кейс в Южной Африке и андройской системы Мадагаскара, в комплексе Иматака Гвианского щита и в ряде других мест, с верхним возрастным пределом в 2,6 млрд. лет, распространены самые разнообразные породы от кислых гранулитов и гиперстеновых и двупироксеновых сланцев основного состава с присутствующими в них окатанными зернами цирконов и ассоциацией тонкорассеянного биогенного графита с сульфидами железа до разнообразных мраморов кальцитового и доломитового состава и кварцитов с вкрапленностью в них магнетита и ассоциирующих с ними марганецсодержащих пород, близких к гондитам.

При характеристике отложений раннего докембрия, в которых метаморфизм проявлен относительно слабо или не проявлен совсем, нужно отметить, что признаки первичной природы таких горных пород наблюдаются в большинстве случаев совершенно отчетливо, а нередко удается установить и совсем тонкие особенности их седиментации. Характерными примерами уверенно датируемых отложений этого типа являются серии Киватин и Тимискаминг и их стратиграфические аналоги Канадского щита, себаквайская, булавайская и шамвайская системы Африки, серии Калгурли и Уарравуна Австралии и др.

Для этого комплекса отложений типичны конгломераты, граувакки, аркозы, аргиллиты, глинистые сланцы, филлиты, кварциты — как обломочные, так и хемогенные — железистые кварциты и джеспилиты, известняки, доломиты, сидериты, а также лавы и туфы липаритового, дацитового, трахитового и базальтового состава.

Устанавливаются признаки условий седиментации многих из них,

например, косая слоистость. В конгломератах галька и валуны (последние иногда превышают 1 м в поперечнике) сложены разнообразными породами, в том числе железистыми кварцитами, известняками, кислыми лавами, гранитами и другими интрузивными породами.

Интересно отметить присутствие конгломератов с галькой известняков (формация Тимискаминг), а также конгломератов с карбонатным цементом и доломитовых кварцитов. Последние, вероятно, свидетельствуют о высокой степени выветривания пород на суше в условиях аридного климата.

Особый интерес представляют те древнейшие на Земле комплексы, распространенные в Африке, возраст которых достоверно определяется как превышающий 3,2 млрд. лет. Это серия Камбуи и нижележащая серия Касила, серия Гангу и подстилающий «комплекс основания», система Додома и система Нянз с подстилающей последнюю «системой основания», система Свазиленд, включающая свиты Модис, Фиг-Три, Онвервахт. Среди них наблюдаются как глубокометаморфизованные породы (до гранулитовой фации), так и неметаморфизованные разновидности. Здесь широко и разнообразно представлены конгломераты. Известны базальные конгломераты, разделяющие серии и фиксирующие несогласие. В составе гальки присутствуют кварциты, граниты, полосчатые железные руды. Некоторые разновидности конгломератов содержат золото. Глинистые породы присутствуют в виде глинистых сланцев или филлитов, серицитовых сланцев, иногда с хлоритоидом, а также кианитовых сланцев. Псаммитовые отложения представлены гравелитами, слабо метаморфизованными песчаниками и «песчаными сланцами». По составу это полимиктовые или существенно кварцевые песчаники, переходящие нередко в кварциты.

Исходная природа седиментационных кварцитов, переслаивающихся с осадочными и первично осадочными породами, не всегда ясна. Разновидности, содержащие золото, вероятно, были обломочными, а амфиболовые и пироксеновые кварциты можно рассматривать либо как кварцевые песчаники с карбонатным цементом, либо как хемогенные карбонатно-кремнистые осадки. Достоверно устанавливается присутствие хемогенных кварцитов (полосчатые кремни). Широко распространены железистые кварциты, среди которых известны магнетитовые и гематитовые разновидности.

Карбонатные отложения представлены, главным образом, кристаллическими известняками. Выявлено присутствие осадочных баритов в отложениях системы Свазиленд.

Вполне определенно устанавливаются и следы жизнедеятельности организмов — водорослей и бактерий, не говоря уже о биогенных, по изотопным данным, графитистых выделениях, часто обильно насыщающих различные по характеру первично осадочные породы. Эффузивные породы представлены как основными, так и кислыми лавами, причем для первых нередко типична «шаровая» или «подушечная» текстура, свидетельствующая, по мнению исследователей, о подводном вулканизме.

Приведенное выше весьма фрагментарное описание характерных ассоциаций горных пород в стратифицированных комплексах самого раннего докембрия само по себе дает достаточно отчетливую картину условий раннедокембрийской седиментации и показывает, что в этом отношении не существует каких-либо принципиальных отличий раннего докембрия от более поздних геологических эпох.

Все вышеуказанное ни в коем случае не должно быть понято таким образом, что в настоящее время, во-первых, нет вообще никаких основ для рассмотрения эволюции во времени геологических процессов и их производных — различных типов горных пород и, во-вторых, что попытки такого анализа неправомерны.

Любые серьезные попытки выяснения эволюции геологических и геохимических процессов и продуктов этих процессов в докембрии и от докембрия к фанерозою интересны и заслуживает самого большего внимания. К немногочисленному ряду таких работ относятся исследования последних лет А. Б. Ронова (Ронов, 1972), в частности, работа, посвященная анализу эволюции состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли, работы А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича (1970), Е. М. Лазько (1971), Н. П. Семененко (1972), Л. И. Салопа (1973) и ряд других, в которых рассматриваются вопросы геологической и возрастной периодизации докембрийского этапа развития земной коры и намечаются некоторые тенденции породо- и рудообразовательных процессов и их продуктов за докембрийское время.

Совершенно особняком в представлениях о характере палеогеографических условий и процессов формирования архейских первично седиментогенных толщ стоит мнение В. П. Кирилюка (1971). Он делает попытку обосновать их пустынную, сухую седиментацию при условии полного отсутствия гидросферы и при температуре свыше +100° С. Не задаваясь целью критически рассматривать эту работу, отметим тем не менее, что все основные ее положения находятся в противоречии с известным фактическим материалом и носят явно умозрительный характер. Это видно хотя бы из сделанного выше краткого обзора основных парагенезисов пород наиболее древних комплексов земной коры. В наибольшем противоречии точка зрения В. П. Кирилюка находится с хорошо известным в настоящее время фактом широкого развития даже в раннем докембрии проявлений жизни, живого вещества, что выражается в обильном насыщении отдельных толщ, сложенных самыми различными первично осадочными породами, биогенным графитом, углеродистым или «углистым» веществом и нередко сохраняющимися в них твердыми, жидкими и газообразными углеводородами часто нефтяного ряда (А. В. Сидоренко и Св. А. Сидоренко, 1970, 1971, 1973). Уже это одно показывает, что ни о каком отсутствии «водной фазы», воды, водных бассейнов и температуре 100° С на поверхности «архейской Земли» не может быть и речи. Косвенно о достаточном развитии жизни в архее свидетельствует и надежное установление Ф. В. Чухровым с соавторами (1969) в образованиях этого возраста фракционирования изотопов серы S^{32} и S^{34}, что, как известно, реализуется только при участии живого вещества, в частности при бактериальном сульфатредуцировании.

Об основном принципе расчленения докембрия с целью выделения в его развитии главных этапов и важнейших историко-геологических рубежей. Как известно, расчленение докембрия в стратиграфических целях для выделения в его развитии различного ранга этапов и рубежей основывалось на различных принципах и проводилось исходя из признания главенствования в геологической истории разных геологических процессов и (или) разных условий их протекания.

Становление историко-геологического метода расчленения докембрия базировалось, по существу, на структурных и вещественных признаках горных пород, что позднее развилось в два в какой-то мере самостоятельных подхода к этой проблеме — тектонический и литологический. Однако надо заметить, что в последнее время литологический метод используется в основном не в целях расчленения, а для корреляции.

Радиогеохронология внесла в изучение и познание докембрия исключительный вклад и уже сравнительно давно стала использоваться для датировки основных тектоно-магматических этапов развития докембрия и эпох регионального метаморфизма и гранитизации. Но, очевидно, что само по себе абсолютное датирование — это не инструмент

выявления «направленности» и «этапности» в развитии геологических событий в докембрии.

Наконец, в последнее десятилетие полностью оформился, во всяком случае для стратиграфического расчленения верхнего протерозоя, классический палеонтологический метод по строматолитам (Семихатов, 1972). Возникают определенные предпосылки и для использования в дальнейшем в стратиграфических целях, в том числе и для более древних образований, других остатков ранних примитивных организмов (Glassner, 1972; Pflug, 1971).

Не касаясь сугубо стратиграфического значения каждого из вышеупомянутых подходов и методов, мы считаем, что для расчленения докембрия с целью выделения в его развитии этапов, историко-геологических рубежей или крупных циклов эволюции, ни один из этих методов, как будет показано ниже, в качестве основного, главного метода принят быть не может.

Успехи в изучении докембрия в последнее десятилетие привели к установлению такого важнейшего, с нашей точки зрения, факта, как очевидное преобладание среди метаморфических пород докембрия первично седиментогенных (осадочных и осадочно-вулканогенных) пород (Сидоренко, 1963). Если же учесть, что слоистые осадочные и осадочно-вулканогенные толщи доминируют и среди постдокембрийского, фанерозойского чехла континентов, то станет очевидным, что седиментогенные, осадочные и осадочно-вулканогенные образования являются вне сомнений, своего рода главным продуктом геологической истории, геологического развития Земли. Интрузивные и эффузивные породы (каково бы ни было происхождение их вещества «до магматической стадии») занимают при этом явно подчиненное место.

Признание или принятие этого факта дает нам все основания считать, что, естественно, только этапы развития этого «главного продукта» могут быть положены в основу расчленения геологической истории на любого ранга этапы, рубежи и историко-геологические отрезки или циклы. Ведь очевидно, что тектоника, тектонический режим — это, главным образом, лишь условия формирования экзогенных продуктов. Тем более не может быть главным, основным «объектом» периодизации «складчатая», «деформационная тектоника» горных пород земной коры. Даже при всей важности литологии слоистых толщ, только литологический арсенал приемов тоже вряд ли мог быть положен в основу рассматриваемой проблемы.

Таким образом, мы считаем, что только само вещество, а в нашем случае вещество седиментогенных толщ, его массы (объем), состав, его дифференциация и трансформация в различных процессах, протекающих в земной коре, может и должно быть объектом принципиального генетического расчленения с целью вскрытия истории становления доступной сегодня нам части земной коры.

Естественно, что это не может быть сделано без тектоники, без классической стратиграфии (и, прежде всего, без биостратиграфии) и без радиогеохронологического датирования; их роль и значение при этом останутся исключительными и незаменимыми. Но, подчеркнем еще раз, что основным определяющим объектом генетико-исторического членения в целях познания становления и эволюции земной коры должно выступать только само вещество. И в принципе решение этой задачи связано с выявлением изменения во времени объемов или масс различных типов горных пород, слагающих слоистые толщи земной коры (разумеется, по возможности, с учетом объемов или масс, уничтоженных эрозией и «инверсионно» возвращенных вновь в этот гигантский глобальный цикл оборота вещества), и эволюции их состава как в целом, так и каждого типа пород в отдельности. Это и позволит увидеть принципиально или непринципиально, обратимо или необ-

ратимо, циклично или однонаправленно изменяется этот главный и основной продукт геологического развития земной коры — слоистые, седиментогенные породы — на фоне изменения определяющих его формирование тектонических и климатических условий, под действием господствующего процесса их возникновения и развития — экзогенеза.

В известной мере самостоятельно, обособленно может рассматриваться в геологической истории этапность и эволюция развития жизни, живого вещества. Однако, учитывая исключительную и теснейшую взаимосвязь в совместном развитии в геологической истории нашей планеты косной и живой материи (Вернадский, 1965; Виноградов, 1964а; Манская и Дроздова, 1964; А. В. Сидоренко и Св. А. Сидоренко, 1971; Св. А. Сидоренко, 1973, 1974), нам представляется, что генетическое расчленение геологической истории Земли должно вестись на едином принципе изучения и косного и живого (или впоследствии органического) вещества наружной оболочки Земли, принимая и жизнь как тоже своего рода геологический продукт химической эволюции земного вещества (Руттен, 1973; Св. А. Сидоренко, 1974).

Максимально близко в методическом отношении к такому анализу истории геологического развития и эволюции наружной оболочки Земли в настоящее время стоят в своих исследованиях А. Б. Ронов и его сотрудники (Ронов, 1972). Однако в их исследованиях докембрий пока еще предстает, с нашей точки зрения, далеко генетически «не вскрытым», что приводит к тому, что в докембрийской части приводимых ими «эволюционных схем», и «кривых составов» они не представляются достаточно обоснованными. И тем не менее только применение разработанной А. Б. Роновым и его сотрудниками методики изучения эволюции объемов и составов седиментогенных пород позволит, при учете соответствующих генетических реконструкций глубокометаморфизованных пород, толщ и формаций докембрия, приблизиться к действительной картине эволюции седиментогенеза за отрезок геологической истории более 3 млрд. лет.

Метаморфизм осадочных толщ и их метаморфогенное «дыхание». Как известно, после разделительных процессов в плавящемся веществе верхней мантии Земли, формирующих, как полагают, главные типы эндогенных пород земной коры, наиболее крупный реальный акт дифференциации земного вещества происходит в поверхностной зоне земной коры, в области экзогенеза, т. е. при выветривании и осадкообразовании. Здесь в результате взаимодействия алюмосиликатного вещества с водой, кислородом атмосферы, живым веществом и продуктами его жизнедеятельности, отмирания и преобразования, в силу гравитационной, механической и химической дифференциаций остаточных и вновь возникающих продуктов формируются новые геохимические (и, естественно, геологические) ассоциации химических элементов и минералов, новые ассоциации осадочных горных пород. В экзогенных условиях происходит разделение кремния и алюминия (пески — биогенные кремнистые скопления — бокситы), калия и натрия (соли — гидрослюды — хлориты — океанические воды), кальция и магния (карбонатные осадки), а также других элементов. И, напротив, очень часто возникают новые ассоциации химических элементов, которые ранее, в других процессах не могли возникать (элементы-гидролизаты — Al, Ti, Fe^{3+}, Zr, Ga, Th и др. — в глинах и бокситах и т. п.).

Рассмотрение дальнейшей судьбы сформированных осадков (диагенез, катагенез и т. д.) показывает (Страхов, 1962; Милло, 1968; Коссовская, 1968; Dunoyer de Segonzas, 1970; Мюллер, 1971; Диагенез..., 1971), что и при процессах их преобразования в осадочные горные породы также имеют место довольно значительные по масштабам разделительные и синтезирующие реакции, в которых участвуют H_2O, H^+ и OH^-, K^+, Mg^{2+} и некоторые другие главные петрогенные элементы.

В этих процессах идет дальнейшая естественная химическая и минеральная трансформация вещества осадков сообразно новым термодинамическим и физико-химическим условиям среды.

Следующим крупным процессом преобразования вещества седиментогенных толщ является их метаморфизм и его крайнее выражение — ультраметаморфизм, который, по существу, уже является в понимании многих исследователей своего рода «точкой инверсии», т. е. процессом, вновь «рождающим» магматические породы. И здесь необходимо подчеркнуть, что метаморфическое преобразование осадочных пород по сравнению с двумя вышеотмеченными процессами изучено крайне своеобразно. С одной стороны, мы довольно детально представляем себе, если можно так выразиться, «остаточный» результат региональной метаморфизации осадочных пород — сами метаморфические породы, а с другой — чрезвычайно общё то, что априори должно было бы выводиться из метаморфизующейся системы. И здесь, безусловно, сыграли свою отрицательную роль принципы так называемого «ортодоксального изохимизма».

Ведь очевидно, что метаморфизм как процесс должен «выводить» из метаморфизующихся толщ, во-первых, такой активный и реакционный «компонент» как воду, многие газы неорганического и органического происхождения, а вместе с таким газово-жидким флюидом — и многие нерудные и рудные химические элементы. Именно поэтому метаморфизм и метаморфогенное рудообразование, даже несмотря на явно недостаточную изученность при этом взаимоотношений между ними, большинством исследователей уже давно стали пониматься как процессы, идущие в тесной взаимосвязи или, возможно, в определенной последовательности.

Иначе говоря, признавая дифференциацию вещества земной коры, существование метаморфогенной «редукции» изверженных, магматических пород и хорошо зная химическую и минеральную направленность самого метаморфического процесса, необходимо было специально искать в метаморфических реакциях механизмы «сбрасывания» из метаморфизующихся пород целого ряда компонентов, не обнаруживаемых в продуктах ультраметаморфических реакций.

Ранее всего исследователи пришли к выводу о безусловном выведении из метаморфизующихся пород воды, причем в том числе и воды вновь синтезированной, так называемой возрожденной (Овчинников, 1957). Однако, только успехи в развитии осадочной, экзогенно-метаморфогенной геологии докембрия позволяют ставить и понимать эту проблему намного шире, глубже, масштабнее, как одну из важнейших и актуальнейших сегодня проблем. Это связано с тем достаточно доказанным в настоящее время фактом, что в подавляющей своей массе докембрий был сложен первично осадочными породами, со всеми присущими осадочным породам чертами металлогении, огромными массами захороненной воды и связанных в минералах гидроксил-ионов, скоплениями биогенного органического вещества, газов и т. п. Ведь метаморфизм субстрата подобного вещественного состава, естественно, должен заметно отличаться от метаморфизма изверженных или излившихся пород и должен иметь существенные геологические и геохимические следствия, затрагивающие, как теперь становится ясным, не только породы литосферы, но и атмосферу и гидросферу нашей планеты.

Так сравнительно недавно нами (Сидоренко и др., 1973) была показана особая, исключительная роль метаморфизма осадочных толщ в реконсервации из земных недр такого чрезвычайно мощного «геохимического реагента», как CO_2. Было установлено, что метаморфизм широкого рода глинисто-карбонатных пород должен приводить к декарбонатизации и к выделению из метаморфизующихся пород весьма

значительных масс углекислоты. Оценка возможных масштабов ее выделения различными методами и исходя из различных количественных соотношений исходных карбонатных глинистых пород дало, независимо от способов подсчета, величину порядка $1{,}6\times10^{17}$ т CO_2. Нами было отмечено, что вне всяких сомнений, полученное значение близко к минимальному, поскольку в расчетах не был учтен целый ряд потенциальных источников углекислоты, например таких, как эффузивы и иные типы пород. Кроме того, остались неучтенными также огромные массы декарбонатизированных отложений, эродированных с обширных площадей докембрийских щитов. Но даже несмотря на все это, очевидно, что выделявшееся количество CO_2 более чем в 1000 раз превышает общую массу углекислоты в современной атмосфере и океане и в десятки тысяч раз — только в атмосфере.

Естественно, что отторжение этой массы углекислоты происходило частями, периодически, в эпохи развития процессов регионального метаморфизма, но и учет этого показывает, что в каждую отдельную эпоху количества высвобождавшейся CO_2 были огромны. Очевидно, что часть CO_2 «захватывалась» массами вышележащих пород и локализовалась в зонах региональной карбонатизации, часть — поглощалась подземными водами; существенные количества CO_2 эманировали в атмосферу.

Параллельно с CO_2 эти же метаморфизующиеся толщи должны покидать и гигантские массы воды, в том числе и так называемой «возрожденной» воды, т. е. воды вновь «синтезированной» из H^+ и OH^- ионов, ранее входивших в решетки глинистых минералов. О возможной рудомобилизующей и рудогенезирующей роли таких флюидов писалось неоднократно, и она очевидна. С этим предположением согласуются и новейшие данные А. И. Тугаринова и В. Б. Наумова (1973) по газово-жидким включениям в метаморфических минералах и в минералах гидротермальных месторождений. В этом исследовании показано, что углекислота является чрезвычайно характерным компонентом гидротермальных растворов, и сделан вывод о том, что «гидротермальные растворы нередко представляют собой весьма насыщенные CO_2 природные воды...»

Таким образом, выявляется исключительное значение декарбонатизации погребенных отложений докембрия в возникновении метаморфогенных флюидов и связанных с ними гидротермальных растворов, а также соответственно в мобилизации и концентрации рудных элементов.

Весьма интересны и некоторые аспекты влияния «углекислого дыхания» метаморфизующихся осадочных толщ докембрия на состав и эволюцию в этой связи атмосферы нашей планеты. Сделанная нами (Сидоренко и др., 1973) сугубо приблизительная количественная оценка этого явления показала, что в отдельные эпохи метаморфизма (если исходить из того, что их было не менее десятка) в атмосферу могло поступать не более $0{,}14\times10^{17}$ т CO_2. Но даже в этом случае концентрация углекислоты в атмосфере и океане, вероятно, повышалась более чем в 100 раз. Правда, это максимальная из возможных величин поступления углекислоты в атмосферу при декарбонатизации, поскольку подсчеты основывались на допущении, что метаморфизм проходит одновременно (или почти одновременно) в пределах всех континентальных блоков земной коры.

Естественно, что столь заметные периодические колебания в составе атмосферы существенно влияли на интенсивность выветривания, состав и особенности докембрийских осадков. Таким образом, очевидно, что в докембрии существовала связь между эпохами метаморфизма, гранитизации и гранитообразования и связанного с ними рудогенеза, с одной стороны, и периодическими изменениями состава ат-

мосферы и соответствующими эпохами выветривания, а также изменениями состава возникающих отложений — с другой.

В самые последние годы выявился и еще один весьма интересный компонент «дыхания» метаморфизующихся осадочных толщ докембрия. Так, в серии работ и в монографии А. В. Сидоренко и Св. А. Сидоренко (1970, 1971, 1973) впервые обратили внимание на своего рода «углеводородное дыхание» докембрийских толщ, т. е. на эманирование из докембрийского цоколя и в докембрийское и в последующее время (вплоть до настоящего времени) газообразных углеводородов от метана до соединений более сложного состава, часто нефтяного ряда. Детальный анализ этой совершенно новой проблемы и нового научного направления как в исследовании докембрия, так и в изучении древнейшего органического вещества, показал, что установленное явление имеет далеко идущие и геохимические, и геологические следствия, в том числе и прикладного порядка.

Специальными многолетними исследованиями геологии, литологии и петрографии углеродистых проявлений в докембрии, детальнейшим изучением состава экстрагируемых из них углеводородов, изотопного углерода этих образований, доказана первичная биогенная их природа и связь с отмершим и захороненным древнейшим органическим веществом Земли.

Как полагают авторы, метаморфизм органического вещества древних осадочных толщ наиболее интенсивно протекал в докембрийское время, когда, вероятно, выделялась большая часть углеводородов. Однако, безусловно, полной дегазации за докембрийское время не происходило и докембрийские фундаменты, сложенные метаморфическими первично осадочными породами, являлись и являются поставщиками углеводородов в покрывающие их осадочные породы рыхлого чехла, внося свою лепту в образование здесь нефтяных и газовых месторождений.

Предварительный анализ дает целый ряд оснований связывать с дегазацией осадочно-метаморфических пород докембрия и некоторые другие газопроявления земной коры.

Таким образом, метаморфизм грандиозных масс первично осадочных толщ докембрия, как видно, приводит к мобилизации и отторжению от метаморфизующихся пород исключительно больших масс не только воды, но и углекислоты, различных углеводородов, других газов и многих рудных и нерудных компонентов. И сегодня недооценивать роль и значение этого, в фигуральном смысле слова «дыхания» метаморфических толщ докембрия уже нельзя. Учитывая массу докембрийских толщ и те расчеты, которые мы сделали при оценке возможных масштабов выделения углекислоты из метаморфизующихся глинисто-карбонатных пород, углеводородов, могущих эманировать из докембрия в породы вышележащего рыхлого комплекса, можно сделать вывод о том, что «дыхание» метаморфизующихся толщ, безусловно, должно сказываться не только на региональной металлогении докембрия, но и на составе и эволюции в геологическом времени атмосферы и гидросферы Земли. Отсюда очевидно и косвенное влияние метаморфизма на процессы экзогенеза, т. е. на процессы выветривания и седиментогенеза. Безусловно также влияние периодического массового выделения в атмосферу CO_2 на биологическую активность и соответственно биологическую продуктивность живого вещества, что в дальнейшем находило выражение в более интенсивном скоплении углеродсодержащих образований в первично осадочных породах докембрия и, в конечном счете, в трансформации их в углеводородные погоны, эманирующие в вышележащие осадочные породы рыхлого комплекса.

Иначе говоря, устанавливается совершенно новое научное понятие о «жидко-газово-рудном дыхании» метаморфизующихся осадочных пород докембрия и о влиянии этого весьма масштабного процесса не только на металлогению докембрия, но и на состав и эволюцию атмосферы и гидросферы Земли. Естественно, что детальное изучение этого явления, имеющего не только научное, но и прикладное значение, должно привлечь внимание исследователей не только докембрия, но и широкого круга других специалистов, поскольку влияние процесса метаморфизма первично осадочных пород докембрия выходит далеко за рамки познания только собственно докембрийских комплексов и, по-видимому, будет иметь значение для понимания всей истории формирования земной коры.

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ДОКЕМБРИЯ

В начале 50-х годов ряд исследователей рассматривал докембрийские метаморфические образования, по крайней мере часть их, как продукты метаморфизма первично осадочных накоплений. Причем в поле зрения при этом попали не только явно метаморфизованные осадочные породы, такие, как кварциты, мраморы, высокоглиноземистые сланцы и гнейсы, но речь шла уже о возможной осадочной природе всех гнейсов, кристаллических сланцев и даже мигматитов, а также гранито-гнейсов и гранитов (Фролова, 1951; Флоренский, Лапинская, 1954; Ронеисон, 1954; Завалишин, Львова, 1954; Львова, 1958; Неелов, 1957; Борукаев, 1955; Сердюченко, 1956; Мишарев и др., 1960).

К началу 60-х годов были сформулированы задачи и методы специального литологического изучения осадочно-метаморфических толщ, составляющих основу сиалической оболочки земной коры (Сидоренко, Лунева, 1961; Сидоренко, 1963).

Большой фактический материал, накопленный в последнее десятилетие, показал принципиальную возможность исследования докембрийских образований с помощью методов, применяемых при изучении осадочных пород, и прежде всего, историко-геологического, литологических, минералогических и других. Литологически изученными в настоящее время являются не только слабо преобразованные в результате глубинного эпигенеза или начального метаморфизма верхнедокембрийские осадочные породы и сложенные ими комплексы, но и в разной степени метаморфизованные толщи среднего и нижнего протерозоя и частично архея.

Исследование состава, структур и текстур осадочно-метаморфических пород, последовательности их напластования, выяснение палеоклиматических и других палеогеографических условий их формирования, т. е. восстановление всего сложного дометаморфического этапа в развитии метаморфизованных комплексов представляет значительный научный и практический интерес. Накопленный опыт литологических исследований докембрийских осадочно-метаморфических пород открывает путь дальнейшего развития работ в этом направлении.

В настоящее время известно, что подавляющая часть месторождений рудного и нерудного сырья связана с метаморфическими комплексами докембрия. Раскрытие характеристики осадочного этапа и его роли в формировании месторождений полезных ископаемых дает возможность, с одной стороны, судить о влиянии состава вмещающих осадочных толщ на формирование метаморфизованных и метаморфических месторождений, а с другой — намечать правильные пути их поисков.

Изучение докембрийского дометаморфического этапа осадконакопления представляет значительный научный интерес также для познания самого процесса древнего осадкообразования и его эволюции в истории Земли от раннего архея и до кайнозоя включительно (Сидоренко, 1963, 1967, 1969, 1970а).

Докембрийские комплексы щитов и складчатых областей представлены в различной степени метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными породами. Как и в строении фанерозойских комплексов, в докембрийских толщах магматические породы имеют подчиненное значение. В настоящее время среди докембрийских осадочно-метаморфических образований известны все типы осадочных пород, накапливавшиеся в последующие эпохи. Это различные типы обломочных пород: разные по составу, структуре, текстуре и генезису конгломераты, гравелиты, песчаники, различные типы глинистых, карбонатных и смешанных карбонатно-глинистых и глинисто-карбонатных пород. Среди различных хемогенных осадочных накоплений докембрия известны также соленосные, железорудные и марганцево-рудные толщи. Кроме того, широко развиты породы, обогащенные углеродистым органическим веществом, а также остатками организмов и другими продуктами их жизнедеятельности.

То обстоятельство, что в докембрии, в частности в доступном для изучения архее, накапливались все основные типы осадочных пород, встречаемые в фанерозое, следует очень интересный вывод о том, что палеотектонические и палеогеографические условия осадконакопления в докембрии и фанерозое принципиально были сходными, т. е. имели гораздо больше черт единства, чем различий.

Основой всякого геологического исследования являются горные породы — их залегание, форма тел, особенности вещественного состава, закономерности их изменения по площади и по разрезу. При изучении метаморфических пород, в первую очередь, должны быть выяснены типы осадочных и вулканогенно-осадочных пород, преобразованных в результате процессов метаморфизма. Другими словами, возникает необходимость «снятия» метаморфизма и восстановления первичного облика осадочных и вулканогенно-осадочных аналогов метаморфических пород. Для решения этой задачи необходимо всестороннее изучение процессов метаморфизма.

Учение о метаморфических преобразованиях вещества осадочных пород требует дальнейшего развития и совершенствования. Сформулированное П. Эскола учение о фациях метаморфизма в последующем развивалось в направлении изучения термодинамики процесса в основном применительно к магматическим образованиям и не освещало пути преобразования многообразных по минеральному составу и текстурам осадочных пород. Большой фактический материал по геологии докембрия, накопленный многими коллективами исследователей, дает основания рассматривать на новом уровне типы метаморфических процессов преобразования вещества, а также разрабатывать классификации метаморфических фаций и метаморфических пород в зависимости от их исходного разнообразного минерального и химического состава, характера седиментогенных микропримесей и особенностей текстуры.

Для дальнейшей работы литологам необходимы новые схемы метаморфических фаций для разных типов метаморфизованных осадочных пород, поскольку существующая схема не может быть универсальной для различных по генезису и составу геологических тел, преобразованных даже в близких физико-химических условиях. Применение таких схем явится дополнительным критерием в решении вопроса о типах исходных пород.

Основными методами при литологических и палеогеографических исследованиях докембрийских толщ и выявлении типов исходных пород по-прежнему являются геологические. Это, прежде всего, изучение формы и размеров геологических тел и стратификация толщ, изучение типов метаморфизованных пород, их парагенезисов, последовательности напластования, типов слоистости и других литологических особенностей. Немаловажную роль в понимании генезиса метаморфических комплексов докембрия, как показали специальные исследования, играет аэрофотодешифрирование, с помощью которого можно максимально точно и детально устанавливать форму геологических тел, пространственные соотношения пород и их взаимопереходы.

Правомерность применения литологических методов доказана наряду с прочим и тем, что все литологические признаки и особенности осадочных пород хорошо сохраняются в условиях любой степени метаморфической переработки вещества вплоть до ультраметаморфизма. Сохранение первичных текстур, а часто и структур, изохимический характер регионального метаморфизма, отсутствие перемещения, вещества из одного слоя или слойка в другой позволяют получить достоверную информацию об исходных осадочных и вулканогенно-осадочных породах в разной степени преобразованных метаморфизмом.

При изохимическом региональном метаморфизме происходит перестройка минерального состава породы только в пределах одного слойка, слоя, пласта. Поэтому при определенных термодинамических условиях вырабатываются такие равновесные минеральные ассоциации, которые возможны, исходя из первичного состава породы (со всеми микропримесями), в данном слойке, слое, пласте. Усреднения, гомогенизации метаморфизующегося гетерогенного осадочного материала при этом не происходит, а многообразие метаморфизованных пород и слагающих их минеральных ассоциаций в этом случае обусловлено, главным образом, разнообразным исходным минеральным и химическим составом метаморфизующихся осадочных пород (Белькова, Огнев, 1968; Сидоренко, Лунева, 1972).

Минералогические методы исследования помогают раскрыть процессы метаморфического превращения вещества, а также позволяют провести анализ тяжелой фракции обломочных пород. Кроме циркона, рутила, монацита, апатита среди минералов тяжелой фракции сохраняются в условиях амфиболитовой фации, метаморфизма такие, например, обломочные минералы, как эпидот. Эти минералы являются индикаторами не только процессов регионального метаморфизма, но и ультраметаморфизма, что показано на примере изучения докембрия Таймыра (Забияка, Махлаев, 1970; Ворошилов, Кирилюк, 1965).

В последнее время все более широкое признание завоевывают методы электронной микроскопии в изучении докембрийских пород и слагающих их минералов. Эти исследования позволяют нам глубже проникнуть в сущность метаморфических изменений осадочных пород, а также на совершенно новом уровне изучать их литологические особенности (Грицаенко, 1969; Грицаенко и др., 1973).

Получить количественную характеристику особенностей состава исходных пород и характера древнейшего осадконакопления позволяет нам применение геохимических, петрохимических и изотопных методов.

Наибольший интерес при изучении осадочно-метаморфических толщ докембрия представляет анализ геохимических закономерностей, свойственных осадочным породам фанерозоя. Эти закономерности помогают понять геохимическую обстановку древнейшего осадконакопления (Горлицкий, 1970).

Таким образом, при изучении палеогеографических особенностей древних докембрийских эпох предметом исследования являются в раз-

ной степени преобразованные метаморфические породы. Цель их всестороннего изучения — выявление типов первично осадочных и вулканогенно-осадочных пород с помощью комплексного применения всех перечисленных методов. Дальнейшее использование литологических методов фациального анализа и палеогеографических исследований, которые обычно применяются литологами при изучении фанерозойских толщ, позволяет восстановить историю осадконакопления и палеогеографическую обстановку самых древних отрезков докембрийского времени. Палеогеография докембрия раскрывается не только на основе обобщения знаний по литологии, но и на базе учения о метаморфизме и петрографии метаморфических пород. Отсюда вытекает важность развития учения о метаморфизме для познания истории земной коры в древнейшем докембрии.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ХИМИЗМА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

При генетических исследованиях кристаллических комплексов докембрия в наиболее яркой форме проявляется существенное различие в основах систематики изверженных и осадочных горных пород. Существующая петрохимическая систематика позволяет достаточно точно определить место изучаемых пород в номенклатуре изверженных пород, а следовательно, генетически, формационно и т. п. интерпретировать получаемые данные. Для первично осадочных пород это невозможно в силу того, что петрохимические данные вообще не используются для детальной систематики главных типов осадочных пород (песчаных, глинистых, карбонатных), и седиментогенные породы докембрия обычно получают неопределенные названия типа «глинисто-мергелистые», «песчано-глинистые» и т. п. Это не позволяет в достаточной степени углубить литолого-генетические исследования гнейсово-сланцевых толщ и конкретизировать получаемые данные. Между тем, конкретные параметры древнего осадконакопления являются наиболее важными для осадочной геологии докембрия в целом (Сидоренко, 1973). Ниже рассматривается новый метод интерпретации химических анализов седиментогенных пород и на его основе дается возможная унифицированная систематика рядов осадочных, изверженных и метаморфических пород.

Предпосылки к седиментологической интерпретации. Исходя из сохранности химического состава горных пород при региональном метаморфизме в собственном смысле этого термина, можно полагать, что наиболее эффективным в рассматриваемом направлении будет определение исходного минерального состава седиментогенной породы. Использование в генетических целях разнообразных петрохимических диаграмм, отражающих соотношения тех или иных окислов, по-видимому, не дает удовлетворительного решения, поскольку «поля» фигуративных точек пород одного названия отражают изначальную петрохимическую неопределенность терминов (например, граувакки, аркозы и др.). В связи с этим был предложен метод расчета компонентного состава осадочных пород по данным силикатного анализа и рассмотрены основные трудности и ограничения в его применении (Розен, 1970). Метод дал положительные результаты при изучении высокоглиноземистых пород (Попов, 1972), седиментогенных пород основного состава (Закруткин, 1973; Суслова, 1971 и др.), а также разнообразных по составу кристаллических сланцев гранулитовой (Горощенко, 1971) и амфиболитовой (Полянин и др., 1973; Зеленщикова, Ефанова, 1973 и др.) фаций метаморфизма. Вместе с тем, отмечалась необходимость введения в расчет полевых шпатов (Куртов, Полквой, 1973; Филиппов-ский, 1973; Чаттерджи, 1973) и были выявлены определенные затруд-

нения в программировании пересчета для ЭВМ вследствие введения дополнительных компонентов (Другов, Халиулина, 1973; Қашик, 1973).

Главное заключалось в том, что расчет был основан на вычислении количеств реальных (типоморфных) глинистых фракций и минералов с фиксированными теоретическими составами (карбонаты, шамозит, кварц), вследствие чего при значительных содержаниях других минералов отклонения от реального состава становились все более заметными. Стала очевидной необходимость разработки нового метода, который был бы применим ко всем главным типам осадочных пород при условии потери ими летучих компонентов, имел бы контролируемую степень точности, т. е. обеспечивал бы соответствие расчетного (нормативного) и реального (модального) минерального состава, и имел бы унифицированную последовательность операций. Подобные количественные методы разрабатывались только для глинистых пород, а применение других, универсальных — не обеспечивало соответствия в наборе минералов, кроме того, и те и другие в основе расчета имели данные о составе летучих (воды и углекислоты). Таким образом, эти методы не преследовали целей, поставленных в данной работе, и не применимы к метаморфическим породам.

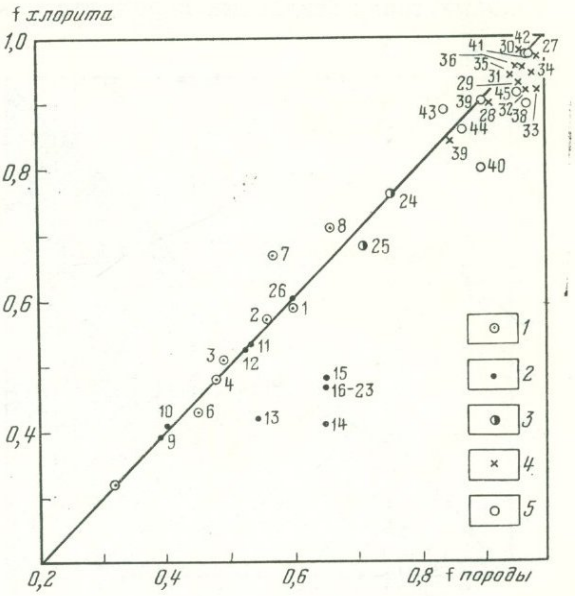


Рис. 9. Соотношение железистости хлоритов и вмещающих пород

1 — граувакки; *2* — аргиллиты; *3* — железисто-глиноземистые конкреции; *4* — сидериты; *5* — бурые железняки: 1—45 — номера анализов; 1—14; 16—23 — рентгеновские количественные данные и петрохимический расчет количества фаз (Муравьев, Салынь, 1971; Starke, 1959; Brough, Robertson, 1958); 15 — количественная интерпретация результатов инфракрасной спектроскопии (Flehming, Kurze, 1973); 24—25 — химическое выщелачивание, результаты скорректированы петрохимическими и количественно-минералогическими подсчетами (Bannister, Whittard, 1945; Иванова, Могилев, 1971; Palmquist, 1935; Кротов и др., 1936; Hallimond, 1939; Формозова, 1959; Николаева, 1965)

Определение рационального комплекса минералов и их состава. Минералы осадочных пород, достаточно точно соответствующие теоретической формуле, обычно имеют простой состав и могут быть рассчитаны как остаток после определения количества и состава глинистой фракции. В связи с этим минералы глинистой фракции заслуживают специального рассмотрения. В соответствии с поставленными задачами целесообразно разделить эти минералы на высокоглиноземистые, щелочно-глиноземистые и железисто-магнезиальные, избрав нормативным выражением соответственно каолинит, гидрослюду с монтмориллонитом и хлориты. Состав каолинита можно принять соответствующим его теоретической формуле, составы остальных минералов переменные.

Для гидрослюды принята формула:

$$K_{0,80}(Mg_{0,20}Fe_{0,20}Al_{1,80})_{2,20}\cdot Si_{3,20}\cdot Al_{0,80}\cdot O_{10}(OH)_2,$$

соответствующая в целом наиболее распространенным иллитам осадочных пород по Р. Маккензи (Brough, Robertson, 1958), среднему иллиту глинистых отложений палеозоя США (Shaw, Weaver, 1965), раскристаллизованной аутигенной иллитовой глине (Triplehorn, 1967), а

по содержанию К — иллитам осадочных отложений (Weaver, 1965).

Состав монтмориллонита принят по известной формуле (Дир и др., 1966) $Na_{0,66} \cdot Mg_{0,66} \cdot Al_{3,34} \cdot Si_8 \cdot O_{20} \cdot (OH)_4$.

Состав хлоритов столь сильно варьирует в различных по химизму главных типах осадочных пород, что принять его постоянным не представилось возможным. В связи с этим нами была предпринята попытка установить, не существует ли связи между составом хлорита и составом вмещающей его осадочной породы. Рассмотрение 45 пар опубликованных анализов хлоритов и вмещающих пород (без признаков метаморфизма, а также образования хлоритов в обособлениях — прожилках, конкрециях и т. п., т. е. для тех случаев, когда хлорит присущ данной проанализированной породе или образцу) показало, что существует прямая связь петрохимических параметров (f, a и др.), причем коэффициенты железистости сопоставляются как 1 : 1 (рис. 9). Для 151 анализа хлоритов из осадочных пород, отобранных с теми же ограничениями, выведены средние для главных типов пород, при этом в общем виде подтвердилась отмеченная зависимость железистости (табл. 2), а расчет миналов (Hey, 1954) позволил выявить общие закономерности, предположить теоретический состав крайних членов ($f \simeq 0$; $f \simeq 1{,}0$), представить состав хлоритов как функцию железистости пород (рис. 10) и соответственно табулировать формульные коэффициенты по железистости хлоритов (табл. 3) со средней относительной ошибкой $\pm 18{,}11$ относит. % для 588 определений коэффициентов.

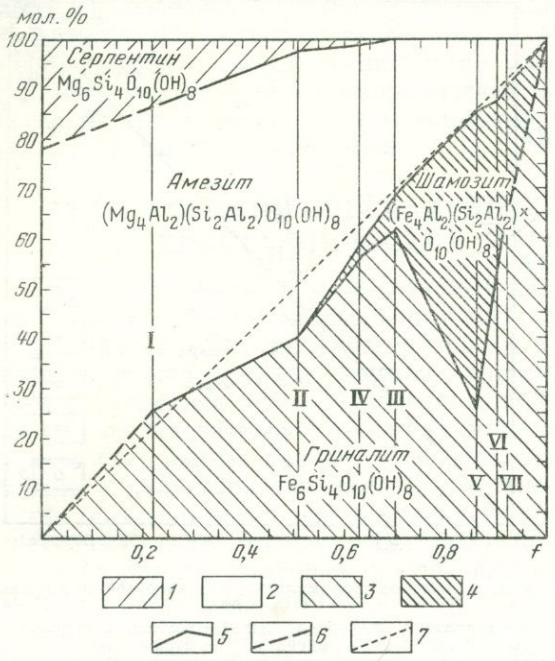


Рис. 10. Соотношение миналов в хлоритах осадочных пород

1—4 — поля миналов: *1* — серпентина, *2* — амезита, *3* — гриналита, *4* — шамозита; *5—7* — границы полей миналов: *5* — расчетные, *6* — экстраполированные, *7* — теоретически вероятные

Средние составы хлоритов: I — в карбонатных и соленосных породах, II — в граувакках, III — в полимиктовых и кварцевых песчаниках, IV — в глинах, V — в аллитах и ферриаллитах, VI — в сидеритах и карбонатно-железистых породах, VII — в бурых железняках

Литохимический количественно-минералогический пересчет анализов седиментогенных пород. Последовательность операций предлагаемого метода литохимического количественно-минералогического пересчета силикатных анализов осадочных пород складывается из вычисления минералов группы глин и полевых шпатов (табл. 4, А), а затем — карбонатов, силикатов и окислов (табл. 4, Б). Ход пересчета и порядок пользования вспомогательными данными (табл. 5, 6) можно показать на примере анализа грауваккового песчаника (табл. 7), где отражена последовательность записи и операций.

Этап 1. После пересчета окисного железа на закисное (Fe_2O_3, вес. % $\times 0{,}9 = FeO$, вес. %) и вычисления формульных количеств (вес. % окисла: формульный вес окисла $\times 1000$; для чего используются таблицы, например, Авидон, 1968), что соответствует предварительным операциям (табл. 7), целесообразно по второстепенным компонентам вычис-

Таблица 2

Коэффициенты катионов в формулах хлоритов главных типов осадочных пород (по средним данным)

Порода	Si	Al^{IV}	Al^{VI}	Fe^{+3}	Fe^{+2}	Mg	O	OH	H_2O	$\Sigma_{o.к.}$	f	a	Количество анализов
Карбонатные и соленосные породы	2,68	1,32	1,67	0,15	0,73	3,19	10,44	7,12	—	5,74			
	2,75	1,25	1,82	0,15	0,75	3,28	10,72	7,28	—	6,00	0,22	0,42	4
	2,75	1,25	1,82	—	0,90	3,28	10,57	7,43	—	6,00			
Граувакки	2,68	1,32	0,94	0,77	1,71	2,38	10,00	8,00	0,19	5,80			
	2,73	1,27	1,04	0,79	1,75	2,42	10,62	7,38	—	6,00	0,51	0,32	13
	2,73	1,27	1,02	0,25	2,32	2,41	9,75	8,00	—	6,00			
Полимиктовые и кварцевые песчаники	3,00	1,00	1,49	1,02	1,67	1,14	10,52	6,97	—	5,26			
	3,24	0,76	1,93	1,10	1,74	1,23	12,27	5,73	—	6,00	0,70	0,40	10
	3,25	0,75	1,94	—	2,83	1,23	11,19	6,81	—	6,00			
Глины	3,03	0,97	1,31	0,79	1,78	1,58	10,30	7,41	—	5,45			
	3,21	0,79	1,62	0,83	1,88	1,67	11,66	6,34	—	6,00	0,62	0,36	5
	3,21	0,79	1,62	—	2,71	1,67	10,83	7,17	—	6,00			
Аллиты и ферриаллиты	2,41	1,59	1,76	0,67	2,61	0,54	10,31	7,38	—	5,58			
	2,51	1,49	2,01	0,70	2,73	0,56	11,22	6,78	—	6,00	0,86	0,47	22
	2,51	1,49	2,01	—	3,43	0,56	10,52	7,48	—	6,00			
Сидериты и карбонатно-железистые породы	2,94	1,06	0,87	1,14	3,03	0,48	10,31	7,38	—	5,52			
	3,08	0,91	1,12	1,20	3,18	0,51	11,45	6,55	—	6,00	0,90	0,29	14
	3,08	0,91	1,12	—	4,38	0,51	10,23	7,77	—	6,00			
Бурые железняки	3,06	0,94	0,66	2,81	0,94	0,32	10,00	8,00	0,50	4,73			
	3,51	0,49	1,34	3,22	1,08	0,36	14,07	3,93	—	6,00	0,92	0,28	83
	3,51	0,49	1,34	—	4,30	0,36	10,85	7,15	—	6,00			

Верхняя строка — расчет по методу Д. П. Сердюченко (1953), средняя — по катионному методу, нижняя — то же, все железо рассчитано как закисное

$$f = \frac{2\,Fe_2O_3 + FeO}{2\,Fe_2O_3 + FeO + MgO};\quad a = \frac{2\,Al_2O_3}{2\,Al_2O_3 + 2\,Fe_2O_3 + FeO + MgO}\ \text{(форм. кол.)}$$

При вычислении средних использованы работы: Кротов и др., 1963; Сердюченко, 1953; Формозова, 1959; Казанский, 1963; Николаева, 1965; Иванова, Могилев, 1971; Кепежинскас, 1971; Макаров, 1971; Муравьев, Салынь, 1971; Соболева, 1972; Карпова, 1972; Hallimond, 1939; Bannister, Whittard, 1945, Brough, Robertson, 1958; Huckenholz, 1958; Starke, 1959; Flehmig, Kurze, 1973.

Коэффициенты для катионов, формульные веса (Ф. в.) и глиноземистость (a) в формулах хлоритов в зависимости от их железистости (f)

$$f=\frac{2Fe_2O_3+FeO}{2Fe_2O_3+FeO+MgO};\quad a=\frac{2Al_2O_3}{2Al_2O_3+2Fe_2O_3+FeO+MgO}\ \text{(форм. кол.)}$$

(сумма катионов равна 10,00)

№ п/п	f	a*	Коэффициенты при катионах в формуле хлорита				Ф. в.	Уравнения для расчета	
			Mg	Fe	Al**	Si		Коэффициенты	Ф.в.
1	0,00	0,42	4,42	0,00	3,16	2,42	555,81		
2	0,02	0,42	4,32	0,08	3,15	2,45	5558,34		
3	0,04	0,42	4,21	0,16	3,14	2,49	560,88		
4	0,06	0,42	4,11	0,24	3,14	2,51	563,42	$Mg=-5,18f+4,42$	
5	0,08	0,42	4,01	0,33	3,13	2,53	565,96	$Fe=4,09f$	
6	0,10	0,42	3,90	0,41	3,12	2,57	568,50	$Al=0,41f+3,16$	
7	0,12	0,42	3,80	0,49	3,11	2,60	571,03	$a=\text{const}$	
8	0,14	0,42	3,69	0,57	3,10	2,64	573,57		
9	0,16	0,42	3,59	0,65	3,09	2,67	576,11		
10	0,18	0,42	3,49	0,74	3,09	2,68	578,65		
11	0,20	0,42	3,38	0,82	3,08	2,72	581,19		
12	0,22	0,42	3,28	0,90	3,07	2,75	583,73		
13	0,24	0,41	3,22	1,01	3,02	2,75	586,26		
14	0,26	0,41	3,16	1,13	2,96	2,75	588,80	$Mg=-2,96f+3,93$	
15	0,28	0,40	3,10	1,24	2,91	2,75	591,34	$Fe=5,66f-0,34$	
16	0,30	0,39	3,04	1,35	2,85	2,75	593,88	$Al=-2,69f+3,66$	
17	0,32	0,38	2,98	1,47	2,80	2,75	596,41	$a=-0,35f+0,50$	
18	0,34	0,38	2,92	1,58	2,75	2,75	598,95		
19	0,36	0,37	2,87	1,69	2,69	2,75	601,49		
20	0,38	0,36	2,81	1,80	2,64	2,75	604,03		
21	0,40	0,36	2,75	1,92	2,59	2,75	606,57		
22	0,42	0,35	2,69	2,03	2,53	2,75	609,10		
23	0,44	0,34	2,63	2,14	2,48	2,75	611,64		
24	0,46	0,34	2,57	2,26	2,42	2,75	614,18		
25	0,48	0,33	2,51	2,37	2,37	2,75	616,72		
26	0,50	0,32	2,45	2,48	2,32	2,75	619,26		
27	0,52	0,32	2,36	2,56	2,33	2,75	621,79		
28	0,54	0,33	2,25	2,61	2,40	2,74	624,33		
29	0,56	0,34	2,15	2,66	2,47	2,72	626,87		
30	0,58	0,35	2,04	2,71	2,54	2,71	629,41		
31	0,60	0,36	1,93	2,76	2,61	2,70	631,94		
32	0,62	0,37	1,83	2,81	2,68	2,68	634,48		
33	0,64	0,38	1,72	2,87	2,74	2,67	637,02	$Mg=-5,32f+5,13$	
34	0,66	0,38	1,61	2,92	2,81	2,63	639,56	$Fe=2,54f+1,24$	
35	0,68	0,39	1,51	2,96	2,88	2,63	642,10	$Al=3,46f+0,53$	
36	0,70	0,40	1,40	3,02	2,95	2,63	644,63	$a=0,43f+0,10$	
37	0,72	0,41	1,29	3,07	3,02	2,62	647,17		
38	0,74	0,42	1,19	3,12	3,09	2,60	649,71		
39	0,76	0,43	1,08	3,17	3,16	2,59	652,25		
40	0,78	0,44	0,97	3,22	3,23	2,58	654,78		
41	0,80	0,44	0,87	3,27	3,30	2,56	657,32		
42	0,82	0,45	0,76	3,32	3,37	2,55	659,86		
43	0,84	0,46	0,65	3,37	3,44	2,54	662,40		
44	0,86	0,47	0,56	3,43	3,50	2,51	664,94		

$Ф.в. = 126,89 + 555,81$

Продолжение табл. 3

№ п/п	f	a*	Коэффициенты при катионах в формуле хлорита				Ф.в.	Уравнения для расчета	
			Mg	Fe	Al**	Si		Коэффициенты	Ф.в.
45	0,88	0,40	0,48	3,80	3,00	2,72	676,17		
46	0,90	0,34	0,40	4,16	2,50	2,94	687,40		
47	0,92	0,27	0,32	4,53	2,00	3,15	698,62	$Mg = -4{,}0f + 4{,}0$	
48	0,94	0,20	0,24	4,90	1,50	3,36	709,85	$Fe = 18{,}36f - 12{,}36$	
49	0,96	0,13	0,16	5,27	1,00	3,57	721,08	$Al = -25{,}0f + 25{,}0$	
50	0,98	0,07	0,08	5,63	0,50	3,79	732,31	$a = -3{,}36f + 3{,}36$	$Ф.в. = 561{,}42f + 182{,}12$
51	1,00	0,00	0,00	6,00	0,00	4,00	743,54		

* При $a > 0{,}40$, $f = 0{,}70$—$0{,}88$ коэффициент Mg целесообразно определять по глиноземистости (a).

** При вычислении формульных количеств Al_2O_3 коэффициент при Al должен быть уменьшен в 2 раза.

лить минералы, обычно акцессорные, не влияющие на ход пересчета: апатит по P_2O_5, гипс по SO_3, флюорит по F, пирит по S и т. д., а $C_{орг}$ и TiO_2 перевести в вес. % минералов без пересчета (операции c, ru, pr).

Этап II. По соотношению глинозема и окислов щелочных металлов определяем (см. табл. 4, А, гр. I), что в породе вероятно присутствие хлорита, так как $Al° > Na° + 3{,}25\ K°$. По коэффициенту железистости породы $f = \frac{2Fe_2O_3 + FeO}{2Fe_2O_3 + FeO + MgO}$ (формульное количество) $= 0{,}58$ определяем коэффициенты в формуле хлорита (см. табл. 3, № п/п 30) и, подставив полученное значение $k_1 = 1{,}61$ (расчет показан в табл. 7 — хлорит) в неравенство (см. табл. 4, А гр. I), определяем (как показано в табл. 7 — распределение глинозема) тип соотношений главных окислов (см. табл. 4, А, гр. I, тип 3). Получаем последовательность и уравнения расчета минералов группы глин и полевых шпатов (см. табл. 4, А, гр. 2, 3, 4, 5, тип. 3). Затем по Na° вычисляем альбит (см. табл. 7, операция ab); решаем уравнения 3, 4, 5 (см. табл. 4, А) для распределения K, Al, Mg и вычисляем хлорит по Al_{chl}, гидрослюду по Mg_{ill}, калиевый полевой шпат по K_{or} (см. табл. 7, операции chl, ill, or).

Этап III. В соответствии с табл. 4, Б объединяем остаток FeO с CaO в анкерит, остаток CaO относим к кальциту, MnO — к родохрозиту, SiO_2 — к кварцу (см. табл. 7, операции ank, cc, rch, ju).

Определяем весовые проценты содержаний минералов (формульное количество расчетной единицы: 1000×формульный вес минерала), что для апатита, альбита, ортоклаза, кальцита и кварца легко осуществляется с помощью опубликованных таблиц (Авидон, 1970), а для других минералов — по расчетным данным (см. табл. 5, 6). При этом для хлорита (см. табл. 6) учитывается зависимость формульного веса от его железистости (например, для $f = 40$ в табл. 6 соответствующие данные находятся в строке 21) и, если, например, формульное количество MgO составляет по расчету 276 (табл. 6, пример 1), то вес. % хлорита будет вычисляться следующим образом:

Формульное количество расчетных единиц (MgO)		Вес. % хлорита
Получено по расчету	Соответствует данным табл. 6	
200	$\frac{200}{1000} = 0{,}020 \times 10$	44,12
70	$\frac{70}{1000} = 0{,}070 \times 1{,}0$	15,44
6	$\frac{6}{1000} \times 0{,}060 = 0{,}1$	1,32
		60,88

Таблица 4

Схема литохимического количественно-минералогического пересчета состава седиментогенных пород

А. Последовательность вычисления количества минералов группы глин и полевых шпатов
(Al, Na, K, Mg, Fe — форм. кол. окислов)

альбит (ab) $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$
калиевый полевой шпат (or) $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$
каолинит (kn) $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$
гидрослюда (ill) $2K_2O \cdot MgO \cdot FeO \cdot 6{,}5Al_2O_3 \cdot 16SiO_2 \cdot 5H_2O$
монтмориллонит (mm) $Na_2O \cdot 2MgO \cdot 5Al_2O_3 \cdot 24SiO_2 \cdot 6H_2O$
хлорит (chl) $k_1 \cdot MgO \cdot k_2 \cdot FeO \cdot Al_2O_3 \cdot k_3 \cdot SiO_2 \cdot (\sim 4) \cdot H_2O$

Типы соотношений главных петрогенных элементов	Ассоциация минералов и последовательность вычисления (показана цифрами)	Распределение окислов	Расчет распределения	
			Окислы	Уравнения
1. $Al^0 = Na^0 + K^0$	$\underset{1}{ab} + \underset{2}{or}$	$Na^0 = Na_{ab}$; $K^0 = K_{or}$		
2. $Al^0 > Na^0 + K^0$ $Al < Na^0 + 3{,}25K^0$	$\underset{1}{ab} + \underset{2}{\underbrace{or + ill}}$	$Na^0 = Na_{ab}$; $K^0 = K_{ill} + K_{or}$	K—Al	$K_{ill} = \frac{Al^I - K^0}{2{,}25}$; $Al^I = Al^0 - Al_{ab}$ (1) $K_{or} = K^0 - K_{ill}$ (2)
3. $Al^0 > Na^0 + 3{,}25K^0$ $Al^0 < Na^0 + 3{,}25K^0 + \frac{Mg^0 - 0{,}5K^0}{k_1}$	$\underset{1}{ab} + \underset{2}{\underbrace{or + ill + chl}}$	$Na^0 = Na_{ab}$; $K^0 = K_{ill} + K_{or}$; $Mg^0 = Mg_{chl} + Mg_{ill}$ или $Fe^0 = Fe_{chl} + Fe_{ill}$	K—Al— —Mg (Fe)*	$Al_{chl} = \frac{K^0 + 4{,}5Mg^I - Al^I}{4{,}5k_1 - 1}$ (3) $Mg_{ill} = Mg^I - k_1 Al_{chl}$ (4) $K_{or} = K^0 - 2Mg_{ill}$ (5)
4. $Al^0 = Na^0 + 3{,}25K^0 + \frac{Mg^0 - 0{,}5K^0}{k_1}$	$\underset{1}{ab} + \underset{2}{ill} + \underset{3}{chl}$	$Na^0 = Na_{ab}$; $K^0 = K_{ill}$; $Mg^0 = Mg_{ill} + Mg_{chl}$		
5. $Al^0 > Na^0 + 3{,}25K^0 + \frac{Mg^0 - 0{,}5K^0}{k_1}$ $Al^0 < 5Na^0 + 3{,}25K^0 + \frac{Mg^0 - \frac{-0{,}5K^0 - 2Na^0}{k_1}}{k_1}$	$\underset{1}{ill} + \underset{2}{\underbrace{ab + mm + chl}}$	$K^0 = K_{ill}$; $Na^0 = Na_{ab} + Na_{mm}$; $Mg^0 = Mg_{ill} + Mg_{mm} + Mg_{chl}$	Na—Al—Mg	$Al_{chl} = \frac{2Mg^I + Na^0 - Al^I}{2k_1 - 1}$ (6) $Na_{mm} = \frac{Al^I - Na^0 - Al_{chl}}{4}$ (7) $Na_{ab} = Na^0 - Na_{mm}$ (8)
			Na—Al**	$Na_{mm} = \frac{Al^I - Na^0}{4}$ (9) $Na_{ab} = Na^0 - Na_{mm}$ (10)

6. $Al^0=5Na^0+3{,}25K^0+\frac{Mg^0-0{,}5K^0-2Na^0}{k_1}$	$\underset{1}{ill}+\underset{2}{mm}+\underset{3}{chl}$	$Na^0=Na_{mm}$; $K^0=K_{ill}$; $Mg^0=Mg_{mm}+Mg_{ill}+Mg_{chl}$		
7. $Al^0>5Na^0+3{,}25K^0+\frac{Mg^0-0{,}5K^0-2Na^0}{k_1}$	$\underset{1}{ill}+\underset{2}{mm}+\underset{3}{chl}+\underset{4}{kn}\pm\underset{5}{gb}$	$K^0=K_{ill}$; $Na^0=Na_{mm}$; $Mg^0=Mg_{ill}+Mg_{mm}+Mg_{chl}$; $Al^0=Al_{ill}+Al_{mm}+Al_{chl}+Al_{kn}\pm Algb$	Al	$Al_{kn}=Al^0-(Al_{ill}+Al_{mm}+Al_{chl})$ (11)

* Для расчета распределения железа в уравнениях (3—5) Mg заменяется на Fe, а коэффициент k_1 на k_2.
** При недостатке Mg.

Б. Порядок вычисления количества карбонатов, силикатов и окислов, осуществляемого после расчета минералов группы глин и полевых шпатов (Ca, Mg, Fe, Mn — формульные количества окислов)

Типы соотношений петрогенных элементов	Этапы расчета			
	1	2	3	4
I. $Ca^I \geqslant Mg^I+Fe^I$	$Mg+Ca^{II}_{(=Mg^I)}\rightarrow dl$	$Ca^{III}_{(=Fe^I)}+Fe^I\rightarrow ank$	$Ca^{IV}_{(=Ca^I-Ca^{II}-Ca^{III})}\rightarrow cc$	$Mn^0\rightarrow rch$
II. $Ca^I<Mg^I+Fe^I$				
А. $Ca^I\geqslant Mg^I$				
1. $Ca^{III}\leqslant 0{,}025$	$Mg^I+Ca^{II}_{(=Mg^I)}\rightarrow dl$	$Ca^{II}{}_{I(=Ca^I-Ca^{II})}+Fe^{II}_{(=Ca^{III})}\rightarrow ank$	$Fe^{III}_{(=Fe^I-Fe^{II})}\rightarrow gt$	$Mn^0\rightarrow prl$
2. $Ca^{III}>0{,}025$	То же	То же	$Fe^{II}_{(=Fe^I-Fe^{II})}\rightarrow sd$	$Mn^0\rightarrow rch$
Б. $Ca^I<Mg^I$				
1. $Si^I>0$	$Ca^I+Mg^{II}_{(=Ca^I)}\rightarrow dl$	$Mg^{III}_{(=Mg^I-Mg^{II})}+Si\left(\frac{2}{3}Mg^{III}\right)\rightarrow srp$	$Fe^I\rightarrow gt$	$Mn^0\rightarrow prl$
2. $Si^I=0$	То же	$Mg^{III}_{(=Mg^I-Mg^{II})}\rightarrow mst$	$Fe^I\rightarrow sd$	$Mn^0\rightarrow rch$

Примечание. 1. Здесь и далее ab—альбит, ank—анкерит, ap—апатит, c—свободный углерод, c_{opr}; cc — кальцит, Chl — хлорит, dl —доломит; fr—флюорит, gb—гиббсит, gt — гетит, gy — гипс, ill — гидрослюда, kn — каолин, mm — монтмориллонит, mst—магнезит, or—калиевый полевой шпат, pr—пирит, prl—пиролюзит, qu—кварц, rch—родохрозит, ru—рутил, анатаз, брукит; sd—сидерит, srp—серпентин; символами химических элементов обозначены формульные количества окислов, например: $Al^0=Al_2O_3$ в породе, Al_{chl} — в хлорите, Al^{IV} — остаток после вычисления предыдущих минералов.

2. При $f\geqslant 0{,}81$ в уравнении (9) $k_1\geqslant 0{,}5$, тогда $Al_{chl}\rightarrow\infty$; принять $Mg_{mm}=0$.

3. При $Mg>Al^0$ в карбонатных породах принять $Al_{chl}=0{,}1\ Al^0$.

Таблица 5

Определение весовых процентов содержания минералов по формульным количествам окислов

Минерал, формула, формульный вес	Единица для расчета	Формульные количества расчетных единиц								
		0,010	0,020	0,030	0,040	0,050	0,060	0,070	0,080	0,090
Гидрослюда, 1502,92 $2K_2O \cdot MgO \cdot FeO \cdot 6{,}5Al_2O_3 \cdot 16SiO_2 \times \times 5H_2O$	MgO, FeO, $\frac{1}{2}K_2O$	15,03	30,06	45,09	60,12	75,15	90,18	105,21	120,2	135,3
Монтмориллонит, 2202,60 $Na_2O \cdot 2MgO \cdot 5Al_2O_3 \cdot 24SiO_2 \cdot 6H_2O$	Na_2O, $\frac{1}{2}MgO$, $\frac{1}{5}Al_2O_3$	22,03	44,05	66,08	88,10	110,1	132,2	154,2	176,2	198,2
Гетит*, 161,71 $2FeO \cdot H_2O$	$\frac{1}{5}FeO$	1,617	3,234	4,851	6,458	8,085	9,702	11,32	12,94	14,55
Анкерит, 215,95 $CaO \cdot FeO \cdot 2CO_2$	CaO, FeO	2,159	4,319	6,478	8,638	10,80	12,96	15,12	17,28	19,44
Сидерит, 115,86 $CaO \cdot FeO \cdot 2CO_2$	CaO, FeO	1,159	2,317	3,476	4,634	5,793	6,951	8,110	9,268	10,43
Пирит, 119,98 FeS_2	FeO, $\frac{1}{2}S$	1,200	2,400	3,599	4,799	5,999	7,198	8,398	9,598	10,80
Пиролюзит, 86,94 MnO_2	MnO	0,869	1,739	2,608	3,477	4,347	5,216	6,086	6,955	7,824
Родохрозит, 114,95 $MnO \cdot CO_2$	MnO	1,149	2,299	3,448	4,598	5,747	6,897	8,046	9,196	10,34
Гипс, 172,17 $CaO \cdot SO_3 \cdot 2H_2O$	CaO, SO_3	1,722	3,443	5,165	6,887	8,609	10,33	12,05	13,77	15,50

* Формула гетита $Fe_2O_3 \cdot H_2O$ модифицирована в соответствии с особенностями принятого метода пересчета.

Таблица 6

Определение весовых процентов хлорита по формульному количеству MgO (I) и FeO (II)

№ п/п	f	Формульные количества катионов в хлорите								
		0,010	0,020	0,030	0,040	0,050	0,060	0,070	0,080	0,090

I. Расчет по формульному количеству MgO при $f<0{,}78$

Пример: в хлорите формульное количество MgO=276; f=0,40; коэффициент при Mg в формуле=2,75; формульный вес=606,57; вес. % хлорита=$\frac{0{,}276}{2{,}75}\times 606{,}57=$ =60,88

1	0,00	1,257	2,514	3,771	5,028	6,285	7,542	8,799	10,56	11,31
2	0,02	1,292	2,584	3,876	5,168	6,460	7,752	9,044	10,34	11,93
3	0,04	1,332	2,664	3,996	5,328	6,660	7,992	9,324	10,66	11,99
4	0,06	1,371	2,742	4,113	5,484	6,855	8,226	9,597	10,97	12,34
5	0,08	1,411	2,822	4,233	5,644	7,055	8,466	9,877	11,29	12,70
6	0,10	1,458	2,916	4,374	5,832	7,290	8,748	10,21	11,66	13,12
7	0,12	1,503	3,006	4,509	6,012	7,515	9,018	10,52	12,02	13,53
8	0,14	1,554	3,108	4,662	6,216	7,770	9,324	10,88	12,43	13,99
9	0,16	1,605	3,210	4,815	6,420	8,025	9,630	11,24	12,84	14,44
10	0,18	1,658	3,316	4,974	6,632	8,290	9,948	11,61	13,26	14,92
11	0,20	1,719	3,438	5,157	6,876	8,595	10,31	12,03	13,75	15,47
12	0,22	1,780	3,560	5,340	7,120	8,900	10,68	12,46	14,24	16,02
13	0,24	1,821	3,642	5,463	7,384	9,105	10,93	12,75	14,57	16,39
14	0,26	1,863	3,726	5,589	7,452	9,315	11,18	13,04	14,90	16,77
15	0,28	1,908	3,816	5,724	7,632	9,540	11,45	13,36	15,26	17,17
16	0,30	1,954	3,908	5,862	7,816	9,770	11,72	13,68	15,63	17,59
17	0,32	2,001	4,002	6,003	8,004	10,00	12,01	14,01	16,01	18,01
18	0,34	2,051	4,102	6,153	8,204	10,26	12,31	14,36	16,41	18,46
19	0,36	2,096	4,192	6,288	8,384	10,48	12,58	14,67	16,77	18,86
20	0,38	2,150	4,300	6,450	8,600	10,75	12,90	15,05	17,20	19,35
21	0,40	2,206	4,412	6,618	8,824	11,03	13,24	15,44	17,65	19,85
22	0,42	2,264	4,528	6,792	9,056	11,32	13,58	15,85	18,11	20,38
23	0,44	2,326	4,652	6,978	9,304	11,63	13,96	16,28	18,61	20,93
24	0,46	2,390	4,780	7,170	9,560	11,95	14,34	16,73	19,12	21,51
25	0,48	2,457	4,914	7,371	9,828	12,28	14,74	17,20	19,66	22,11
26	0,50	2,528	5,056	7,584	10,11	12,64	15,17	17,70	20,22	22,75
27	0,52	2,635	5,270	7,905	10,54	13,18	15,81	18,44	21,08	23,72
28	0,54	2,775	5,550	8,325	11,10	13,88	16,65	19,42	22,20	24,98
29	0,56	2,916	5,832	8,748	11,66	14,58	17,50	20,41	23,33	26,24
30	0,58	3,085	6,170	9,255	12,34	15,42	18,51	21,60	24,68	27,76
31	0,60	3,274	6,548	9,822	13,10	16,37	19,64	22,92	26,19	29,47
32	0,62	3,467	6,934	10,40	13,87	17,34	20,80	24,27	27,74	31,20
33	0,64	3,704	7,408	11,11	14,82	18,52	22,22	25,93	29,63	33,34
34	0,66	3,972	7,944	11,92	15,89	19,86	23,83	27,80	31,78	35,75
35	0,68	4,252	8,504	12,76	17,01	21,26	25,51	29,76	34,02	38,27
36	0,70	4,605	9,210	13,82	18,42	23,02	27,63	32,24	36,84	41,44
37	0,72	5,017	10,34	15,05	20,07	25,08	30,10	35,12	40,14	45,15
38	0,74	5,460	10,92	16,38	21,84	27,30	32,76	38,22	43,68	49,14
39	0,76	6,039	12,08	18,12	24,16	30,20	36,23	42,27	48,31	54,35
40	0,77	6,345	12,69	19,03	25,38	31,72	38,07	44,41	50,76	57,10

II. Расчет по формульному количеству FeO (сумм) при $f>0{,}78$

Пример: в хлорите формульное количество $2Fe_2O_3+FeO$=124; f=0,98; коэффициент при Fe в формуле=5,63; формульный вес=732,31; вес. % хлорита=$\frac{0{,}124}{5{,}63}\times$ $\times 732{,}31=16{,}12$

41	0,78	2,033	4,066	6,099	8,132	10,16	12,20	14,23	16,26	18,30
42	0,80	2,010	4,020	6,030	8,040	10,05	12,06	14,07	16,08	18,09
43	0,82	1,988	3,976	5,964	7,952	9,940	11,93	13,92	15,90	17,89
44	0,84	1,966	3,932	5,898	7,964	9,830	11,80	13,76	15,73	17,69
45	0,86	1,939	3,878	5,817	7,756	9,695	11,63	13,57	15,51	17,45
46	0,88	1,779	3,558	5,337	7,116	8,895	10,67	12,45	14,23	16,01

№ п/п	f	Формульные количества катионов в хлорите								
		0,010	0,020	0,030	0,040	0,050	0,060	0,070	0,080	0,090
47	0,90	1,652	3,304	4,956	6,608	8,260	9,912	11,56	13,22	14,87
48	0,92	1,542	3,084	4,626	6,168	7,710	9,252	10,79	12,34	13,88
49	0,94	1,449	2,898	4,347	5,796	7,245	8,694	10,14	11,59	13,04
50	0,96	1,368	2,736	4,104	5,472	6,840	8,208	9,576	10,94	12,31
51	0,98	1,301	2,602	3,903	5,204	6,505	7,806	9,107	10,41	11,71
52	1,00	1,239	2,478	3,717	4,956	6,195	7,434	8,673	9,912	11,15

В нашем случае формульное количество MgO=40 (см. табл. 7), при этом для хлорита f=0,58, что соответствует строке 30 в табл. 6, тогда 40:1000=0,040, вес. % хлорита=12,34 (см. табл. 6). Соответственно для гидрослюды (см. табл. 7) формульное количество расчетной единицы (MgO, или FeO или $^1/_2$ K_2O и т. д.) составляет 7, тогда 7:1000=0,007, что соответствует (см. табл. 5) 0,070×0,1 формульного количества и отвечает 105,21×0,1=10,52 вес. %.

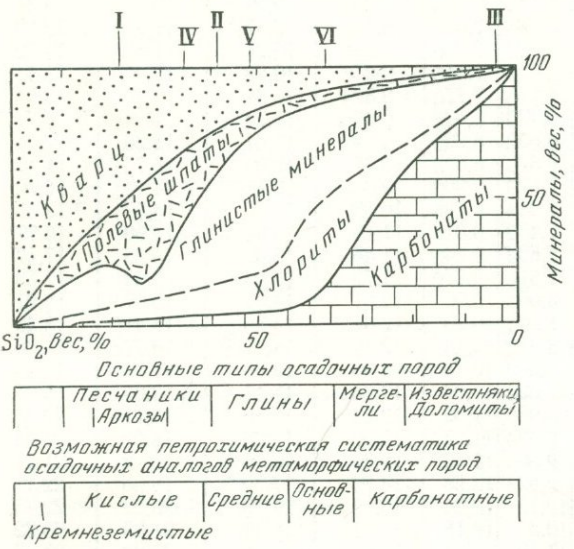


Рис. 11. Диаграмма минеральный состав — содержание кремнезема

I–VI — уровня средних химических составов. Осадочные породы (Pettijohn, 1949): I — песчаник, II — глинистый сланец, III — известняк. Изверженные породы (Nockolds. 1954): IV — кислого состава, V — среднего состава, VI — основного состава

Вычисленные таким образом цифры весовых процентов минералов приведем к 100%. Полученные цифры обнаруживают хорошую сходимость с модальным (реальным) составом, который определен (Huckenholz, 1959) с высокой степенью точности.

Изложенный метод обеспечивает хорошую сходимость расчетных и реальных данных (как показало сопоставление) по содержанию следующих компонентов: кварц, полевые шпаты, глинистые минералы в целом (расчетная сумма каолинита, гидрослюды, монтмориллонита, хлорита), карбонаты, что достаточно для решения номенклатурных вопросов главных типов осадочных пород: обломочных, глинистых и карбонатных. Возможно, что будет обнаружена удовлетворительная сходимость результатов также и для других типов осадочных отложений (железные, марганцевые, фосфатные рудные бокситы, анальцимолиты), но это предстоит проверить. Если задаться составом соответствующих минералов, то можно ожидать удовлетворительных результатов и для пород, содержащих галоиды, глауконит, бораты, но общий расчет их является делом будущего.

Петрохимическое сопоставление главных градаций метаморфических, осадочных и магматических пород. Унификация проводимых по предложенному методу расчетов для разных типов пород позволяет нанести составы отложений в виде нормативных минералов на диаграмму в зависимости от содержания кремнекислоты (рис. 11). По-

Таблица 7

Литохимический количественно-минералогический пересчет состава граувакового песчаника (анализ по данным Huckenholz, 1959, tabl. 6—8, № 1—d)

Предварительные операции				Операции по расчету минералов													
				c	ru	pr	ap	ab	chl	ill	or	ank	cc	rch	qu	Сумма
SiO_2	66,94		1114					306	53	112	36				607—*	
TiO_2	0,57				=*											
Al_2O_3	13,05		128					51	25	46	6—					
Fe_2O_3	0,74															
FeO	3,97	4,64	65			4			52	7		2—				
MnO	0,40		3											3—		
MgO	1,91		47						40	7—						
CaO	2,33		42				3					2	37—			
Na_2O	3,15		51					51—								
K_2O	1,88		20							14	6—					
P_2O_5	0,15		1				1—									
S	0,30		9			9—										

Продолжение табл. 7

Предварительные операции				Операции по расчету минералов											
				c	ru	pr	ap	ab	chl	ill	or	ank	cc	rch	qn	Сумма
C	0,10			=												
CO_2	2,41															
H_2O^+	2,47															
Сумма	100,37															
—O по S	0,08															
	100,29															
Количество формульных расчетных единиц				—	—	4	1	51	40 f=0,58	7	6	2	37	3	607	
Вес. %				0,10	0,57	0,48	0,34	26,75	12,34	10,52	3,34	0,43	3,70	0,26	36,47	95,30
Вес. %, приведенный к 100%				0,10	0,60	0,50	0,36	28,07	12,95	11,04	3,50	0,45	3,88	0,27	38,28	100,00
Данные авторов (контроль)				0,10	—	0,56	0,38	26,84	13,20	10,27**	5,94	5,28	—	—	36,04	100,00***

* Знаки «=» и «—» означают соответственно перенесение в результат без вычислений и окончание вычислений.
** Сюда отнесены биотит 4,13; мусковит 5,72; глинистый минерал 0,42.
*** Входят также лимонит 1,29 и рудные 0,10.

Определение состава хлорита

$$f=0{,}58 \begin{cases} \text{Mg } 2{,}04 & k_1=1{,}61 \\ \text{Fe } 2{,}71 & k_2=2{,}13 \\ \text{Al } 2{,}54 \rightarrow 1{,}27 \rightarrow 1{,}0 & \\ \text{Si } 2{,}71 & k_3=2{,}13 \end{cases}$$

Распределение глинозема

$$128 < 51 + 3{,}25 \times 20 + \frac{47 - 0{,}5 \times 20}{1{,}61}$$

$$Al < Al_{ab} + Al_{ill} + Al_{chl}$$
$$128 > 51 + 3{,}25 \times 20$$

Последовательность расчета

$$ab \quad -\underbrace{(ill + chl + or)}_{2}$$
$$1$$

Распределение K—Al—Mg

$$A_{chl} = \frac{20 + 4{,}5 \times 47 - (128 - 51)}{4{,}5 \times 1{,}61 - 1} = 24{,}81$$
$$Mg_{ill} = 47 - 1{,}61 \times 24{,}81 = 7$$
$$K_{or} = 20 - 2 \times 7 = 6$$

скольку сопоставление нормативных и модальных составов обнаруживает удовлетворительную сходимость, следует полагать, что полученные градации отвечают реальным наиболее распространенным типам пород. Оказывается возможным в основу систематики осадочных отложений положить содержание кремнекислоты и выделить (в порядке увеличения ее содержания): карбонатные, основные (соответствующие карбонатным глинам), средние (песчаные глины, частично граувакки), кислые (граувакки, аркозы) и кремнеземистые породы. Магматогенные породы попадают в соответствующие группы по содержанию кремнекислоты (основные, средние, кислые), но оказываются частным случаем в каждой из этих групп осадков. Это направление, несомненно, требует еще дальнейших исследований, но уже сейчас оказывается возможным рассматривать на одной основе осадочные, магматические и метаморфические породы (табл. 8).

Таким образом, устанавливаются единые ряды пород, которые позволяют осуществлять конкретную седиментологическую интерпретацию химизма метаморфических пород, что особенно существенно для сходных по петрохимии (конвергентных) орто- и паратипов кристаллических сланцев.

Выявление рядов сходных по химизму, но генетически различных горных пород, особенно отчетливое при таком сопоставлении, позволяет во многом по новому подойти к вопросам выяснения первичной природы метаморфизованных пород. Например, ряд габброиды — амфиболиты (эклогиты) — карбонатные глины становятся совершенно очевидным, хотя из общих аналогий, основанных на прямых сопоставлениях частных силикатных анализов, подобная параллелизация представлялась исследователям (Eckelman, Poldervaart, 1957) нереальной и в качестве осадочных аналогов амфиболитов предполагались например,

Таблица 8

Сопоставление рядов метаморфических, изверженных и осадочных пород

Породы (названия рядов)	Магматические породы	Метаморфические породы	Осадочные породы
Кварцевые	—	Кварциты	Существенно кварцевые, обломочные, породы и кремнистые отложения
Кислые Средние	Гранитоиды	Гнейсы, слюдяные, полевошпатовые и др. кристаллические сланцы	Полимиктовые обломочные породы, глины
Основные	Габброиды	Амфиболиты, эклогиты, пироксен-полевошпатовые кристаллические сланцы	Карбонатные глины
Ультраосновные	Гипербазиты	Известково- и магнезиальносиликатные, существенно пироксеновые кристаллические сланцы	Глинистые мергели, карбонатнокремнистые породы
Карбонатные	Карбонатиты	Кальцифиры Кальцитовые и доломитовые мраморы	Мергели, кремнисто-карбонатные породы Известняки и доломиты

доломитовые граувакки и другие, по существу, экзотические породы (Сидоренко и др., 1972).

Минералогическая интерпретация химического состава на основе предложенного метода в принципе открывает возможности как для новой, более точной, систематизации обширных данных по химизму осадочных пород, так и для совершенствования номенклатуры и классификации осадочных пород на универсальной и генетической основе. Последовательное применение такой интерпретации к древним бассейнам седиментации позволит классифицировать, описывать и исследовать метаморфические породы на базе единой первично-минеральной систематики, что будет способствовать выявлению генетических особенностей древнего осадконакопления.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО И ДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭКЗОГЕНЕЗ

Углеродистые и углеродсодержащие седиментогенные породы широко распространены и составляют неотъемлемую часть в пределах практически всех известных нам докембрийских регионов (А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1968, 1971). Как правило, наиболее мощные высокоуглеродистые комплексы и формации пород глобально стратифицированы, т. е., вероятнее всего, обязаны своим появлением общим закономерным особенностям развития жизни, живого вещества и гипергенеза в целом. Оказалось также, что распространенность свободного углерода в различных типах осадочно-метаморфических пород докембрия вполне сопоставима с распространенностью органического углерода в основных типах осадочных горных пород фанерозоя и в современных пелагических осадках.

Сегодня можно считать твердо установленным — и большая часть и советских, и зарубежных исследователей не сомневается в этом, — что в подавляющем большинстве случаев эта метаморфизованная остаточная углеродистая субстанция первично биогенна, т. е. она является производной древнейшего живого вещества.

Последнее доказывается, во-первых, тем, что углеродистое вещество метаморфических первично осадочных комплексов распространено и распределено в них (слоистость, микрослоистость, ритмичность и т. п.) в полном соответствии с особенностями геологического и литологического строения, которые в существенной мере аналогичны закономерностям распределения органического вещества в осадочных породах фанерозоя; во-вторых, постоянным нахождением в углеродсодержащих метаморфических первично осадочных породах заметных количеств твердых, жидких и газообразных углеводородов, содержащих нередко многие углеводородные компоненты типично нефтяного ряда. Обнаружены в древнейших углеродсодержащих породах и такие биогенные органические вещества, как жирные кислоты, порфирины, аминокислоты и углеводы; многие из этих веществ выделены из первично осадочных пород докембрия, имеющих возраст более 3,2 млрд. лет.

Биологическую природу углеродистых выделений в древнейших осадочно-метаморфических отложениях докембрия, вплоть до образований, имеющих возраст более 3,2 млрд. лет (сланцы и роговики формаций Фиг-Три и Онвервахт), подтверждают также и такие биологические маркеры, как изопреноиды, алканы, пристан и фитан (Кальвин, 1971). Как известно, они тесно связаны с хлорофиллом, и их наличие с несомненностью указывает на то, что в первичных осадках накапливались производные хлорофилла или хлорофиллсодержащие соединения. С другой стороны, биогенная природа рассматриваемых углеродистых компонентов древнейших осадочных пород подтверждается и

присутствием в них того же спектра биофильных элементов (молибден, уран, медь, ванадий и др.), что и в фанерозойских углеродистых образованиях.

Наконец, подавляющее большинство изотопных определений углерода углеродистых веществ из докембрийских метаморфических первично осадочных пород, выполненных и за рубежом, и в СССР (Крейг, 1954; Rankama 1954, 1963; Gavelin 1957; Landergren 1957; Wickman 1956; Галимов, 1968; Сидоренко и др., 1972), в том числе и в наших исследованиях, с несомненностью указывают на их биогенное происхождение.

Совершенно особым аргументом, подтверждающим достаточное развитие жизни, живого вещества, жизненных процессов в глубоком докембрии, являются теперь уже весьма многочисленные находки, даже в наидревнейших первично осадочных метаморфических образованиях, примитивных бактерий, микроспор, водорослей и т. п. Работами Я. Шопфа, Э. Баргхорна (Schopf, Barghoorn, 1967), Ф. Оберлиса (Oberlis, 1968), П. Клауда (Cloud et al., 1965), Д. Прашновски и М. Шидловски (Prashnowski, Schidlowski, 1967) и ряда других исследователей установлено присутствие растительных микроспор в доломитовых известняках системы Булавайо (Южная Родезия), бактерий и водорослей в глинистых сланцах, тухолитах и конгломератах системы Витватерсранд и в обогащенных графитом породах свиты Соуден-Айрон (США), имеющих возраст более 2,7 млрд. лет. Наиболее древние остатки примитивных бактерий и синезеленых водорослей описаны Я. Шопфом, Э. Баргхорном и Х. Пфлугом в глинистых сланцах и роговиках формаций Фиг-Три и супругами Б. и Л. Нэги в карбонатных роговиках и кремнистых аргиллитах формаций Онвервахт возраст которых, как известно, превышает 3,2 млрд. лет.

Наименее обоснованным, с нашей точки зрения, моментом в критике изложенных представлений является мнение сравнительно небольшого числа исследователей, которые, обосновываясь на широко известной «технолого-металлургической» реакции восстановления углерода из углекислоты при некоторых условиях, утверждают, что весь свободный углерод или большая его часть в глубоком докембрии — это суть «восстановленный углерод» из разложенных здесь карбонатных минералов или, по другим мнениям, из углекислоты, «эманировавшей из глубин Земли». Даже если воздержаться от более серьезных возражений таким доводам, — мы имеем в виду изотопию углерода углеродистых веществ из седиментогенных пород докембрия, — то в полном противоречии с ними находятся факты макро- и тонкого микрораспределения свободного углерода в глинистых сланцах, карбонатах, кварцитах и т. п. Не фиксируя никаких следов «разложения» карбонатных минералов, вряд ли сколько-нибудь логично можно объяснить тонкослоистое или тонкоритмичное распределение свободного углерода в породах согласно с общим литологическим их сложением; объяснить, что именно в этом слое происходило разложение эманирующей с глубины углекислоты. При этом мы, естественно, ни в коей мере не опровергаем широко известных случаев появления графитистых выделений в пределах горячих контактных зон гранитных интрузий, в частности, с карбонатными породами. Но во всех этих случаях, и изотопные данные прямо показывают, что это углерод карбонатов.

Гораздо более сложным вопросом является представление об «абиогенности» находимых в древнейших метаморфических породах аминокислот, углеводов, алканов и т. п. Сегодня действительно в лабораторных, экспериментальных условиях синтезированы многие «органические компоненты». Относительно широким распространением пользуются некоторые из них и в метеоритном веществе. Но с нашей точки зрения, здесь, как ни парадоксально, нет какой-либо особой проблемы.

Очевидно, что на определенном этапе химической эволюции земного (и возможно не только земного) вещества «живая система» возникла абиогенным путем «из неживой». В самом общем виде путь полимерного синтеза «живого вещества» уже достаточно ясен (А. И. Опарин, Дж. Бернал, Д. Холдейн, М. Кальвин, М. Руттен и др.), так же, как ясно и то, что жизнь возникла в экзогенных условиях и ее саму тоже можно считать продуктом экзогенеза, т. е. особой «геохимической реакцией», рожденной на стыке газовой, жидкой и твердой сред и, безусловно, при участии солнечной и электрической энергий и, возможно, при особой роли магнитного поля Земли.

Касаясь несколько подробней этого интереснейшего аспекта рассматриваемой проблемы, надо заметить, что пока сугубо материально, а точнее геологически, путь этот не прослежен. Более того, в подобном аспекте эта проблема в полном виде и не ставилась, хотя интерес в этом отношении к древнейшим осадочным образованиям Земли у биологов и биохимиков проявлялся давно, а изучение их теми методами, которыми эти науки располагают, производится и сейчас (А. И. Опарин, Б. Нэги и Л. Нэги, Э. Баргхорн, Я. Шопф, Р. Джонс, П. Клауд, С. Понамперума, Д. Холдейн и др.).

Таким образом, принципиально, следует считать полностью правомерной постановку задачи поиска среди древнейших первично осадочных пород Земли геологических следов перехода абиогенных органических веществ в биогенные, т. е., иначе говоря, задачи поиска геологических свидетельств возникновения жизни и установления ранних этапов ее химической (геохимической) эволюции. Эта проблема именно в геологической ее формулировке представляется сегодня одной из актуальнейших, поскольку любой дальнейший прогресс биологов и биохимиков в области возникновения и развития жизни на Земле без конкретных материальных свидетельств этой эволюции будет мало эффективным. Кроме того, исследование такого в полной мере геологического «объекта», каким является и «жизнь», возможно (и необходимо) и геологами; ведь сегодня очевидно, что «познать сущность жизни невозможно в отрыве от условий ее возникновения» (Опарин, 1969), т. е. от геологической среды. Именно эта теснейшая связь жизни, живого вещества и косной материи в их совместном развитии в поверхностных частях нашей планеты позволила А. В. Сидоренко сформулировать новое научное направление «биогеологию» (А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1971).

Однако несмотря на широкое развитие даже в раннем докембрии седиментогенных пород, а также постоянное и нередко высокое содержание в них углеродистого вещества и различных органических соединений, присутствие которых должно, казалось бы, способствовать относительно быстрому решению этой проблемы, существует много препятствий на этом пути.

Прежде всего, следует назвать «оборванность» нижней части геологического разреза земной коры, не дающую возможности видеть сегодня в древнейших осадочно-метаморфических горных породах действительно первые «геологические слои» нашей планеты. Об этом же свидетельствует и сам набор первично осадочных пород докембрия, и их характер, что указывает нам на достаточно близкий к фанерозою общий тип седиментации. Характер же первых осадочных образований земной коры, каким он нам представляется исходя из работ К. Руби, Г. Юри, А. П. Виноградова, Н. М. Страхова и др., должен быть резко отличным от того, что мы имеем в архее и проблематичном катархее. В этой связи возникают совершенно новые задачи изучения древнейшего органического вещества и новые аспекты его генетической интерпретации.

Рассмотренные в космохимическом (метеориты) и геологическом аспектах доказательства «абиогенности» и «биогенности» органических

веществ позволяют на фоне важнейших черт и особенностей разрезов древнейших комплексов земной коры, петрографических и литологических закономерностей распределения в них углеродистого и органического вещества, его состава, геохимии и изотопии, во-первых, обоснованно оценить эти критерии «биогенности» и, во-вторых, считать все изученные пока в древнейших первично осадочных метаморфических породах органические вещества производными «живых систем».

Однако какая же логика заставляет исследователей делать подобные предположения о «абиогенности» соединений, найденных, несомненно, в первично осадочных породах, пусть даже и глубокого докембрия, в которых содержание свободного биогенного (по изотопным данным) углерода достигает 3—5% или в которых прямо устанавливаются структуры примитивных колониальных водорослей, микроспор и бактерий? И уже в высшей степени непоследовательными, с нашей точки зрения, являются предположения М. Кальвина (1971), Б. Нэги и Л. Нэги (Nagy, Nagy, 1969) о том, что возможно, часть органических соединений в этих породах абиогенна, тогда как другая (а какая именно — они не определяют) относится к органическим соединениям, как они пишут «добиологического органического происхождения».

Мы совершенно не рассматривали процессы, связанные с загрязнением изучаемых образцов привнесенной современной органикой, поскольку это больше вопрос техники, методики и элементарной научной корректности исследований.

Таким образом, три кардинальных вывода вытекают из всего изложенного.

1. «Жизненная», «биохимическая активность», в докембрии была, по всей вероятности, достаточно высокой и, безусловно, играла не меньшую роль в трансформации вещества наружной оболочки Земли, чем это фиксируется в фанерозое, тем более, что воздействие на минеральное вещество низкоорганизованных живых веществ в огромное число раз превышает воздействие на него высокоорганизованной живой материи.

2. «Рубеж жизни», оцененный с самых разных позиций (включая и изотопные данные по сере), приблизился к 3,5 млрд. лет и отвечает возрасту древнейших осадочных комплексов Земли.

3. Учитывая высокую оборачиваемость воды и основных газов в атмосфере через живое вещество, очевидно, что четверная система (земное вещество, выходящее на дневную поверхность, гидросфера, атмосфера, живое и органическое вещество) создалась и функционировала как взаимосвязная система уже по меньшей мере с 3,5 млрд. лет и имела по массе и составу примерно одинаковый характер на всем протяжении обозримой сегодня геологической истории нашей планеты.

Остановимся кратко на двух основных геологических и геохимических следствиях, вытекающих из этих выводов.

Во-первых, захороненные в докембрийских осадках гигантские массы органического вещества могли в докембрийское время трансформироваться в твердые, жидкие и газообразные углеводороды, в том числе нефтяного ряда, и мигрировать в соответствии с геологическим развитием блоков земной коры в верхние рыхлые осадочные комплексы. И, во-вторых, это, своего рода, «углеводородное дыхание» и на докембрийской, и на постдокембрийской стадии могло вносить свою лепту в общую массу углеводородов, накапливающихся в осадочных чехлах континентов и их шельфов (А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1973).

Обилие живого вещества, продуктов его жизнедеятельности, отмирание и преобразование его в докембрии, естественно, так же как и в фанерозое, влияло на процессы выветривания, переноса минеральных веществ к местам седиментации и все последующие процессы литификации первичных осадков.

Таким образом, и литогенез на всем протяжении геологического развития земной коры, и эволюция живого вещества шли параллельно во взаимовлиянии друг на друга и совместно обеспечивали эволюцию процессов и продуктов геологической жизни земной коры, к изучению и познанию которых сегодня с разных позиций приблизились вплотную различные научные коллективы.

В заключение назовем основные программные вопросы проблемы «Органическое вещество в докембрии» и важнейшие направления ее решения.

1. Стратификация и геохронология главнейших (глобальных) углеродсодержащих проявлений в метаморфических первично осадочных комплексах докембрия — как основа геолого-геохронологической периодизации, накопления в первичных осадках органического вещества и выявления эволюции углеродонакопления за докембрийское время.

2. Количественная картина распространенности и изменения во времени содержания в седиментогенных породах биогенного углерода, а также различных твердых, жидких и газообразных углеводородов и других органических веществ (аминокислоты, углеводы, сахара и т. д.) и проблема роли докембрийских толщ в генерации и балансе углеводородов, ныне наблюдаемых в осадочном чехле континентов и их шельфов.

3. Метаморфизм древнейшего органического вещества, возникновение различных углеводородов и возможная индикационная роль образующегося в качестве остаточной конечной фазы графита для познания истории и этапности формирования минеральных парагенезисов метаморфогенных пород. Экспериментальное моделирование этих процессов.

4. Формационно-фациальный и палеогеографический анализ углеродсодержащих пород (комплексов) с целью реконструкции условий их накопления.

5. Углеродсодержащие формации в докембрии и их металлогения.

6. Генетические аспекты минералогии и полиморфизма «графитоидов» в докембрийских метаморфических первично осадочных породах.

7. Геохимия и изотопия древнейшего органического вещества и основные тенденции их эволюции за докембрийское время.

8. Физико-химическое и биохимическое изучение углеродистого вещества докембрийских толщ, в том числе познание его состава и структуры на молекулярном уровне — как основа разработки «биологических маркеров» проявлений жизни в докембрии .

Решение этих проблемных вопросов, безусловно, будет способствовать дальнейшему прогрессу не только современной геологии, но и естествознания в целом.

ИЗОТОПНЫЕ МЕТОДЫ И ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

В настоящее время одной из кардинальных проблем геологической науки является проблема всестороннего изучения докембрия (Сидоренко, 1963, 1967, 1973).

Особое значение приобретает изотопное направление в изучении осадочно-метаморфической геологии докембрия. Многочисленными исследованиями последних лет убедительно показано, что стабильные изотопы как геохимические индикаторы характеризуют только закономерные, как правило, многоактные, циклические процессы, поэтому изотопная летопись отражает главным образом принципиальные особенности геологических процессов. Необходимо подчеркнуть, что основную роль в разделении стабильных изотопов играют экзогенные и биохимиче-

ские процессы (физико-химические и биологические факторы фракционирования изотопов наиболее действенны в термодинамических условиях зоны гипергенеза), поэтому изотопные методы имеют исключительно важное значение для успешного решения проблем осадочно-метаморфической геологии докембрия.

Широкое использование стабильных изотопов легких элементов (O^{18}/O^{16}, C^{13}/C^{12}, S^{34}/S^{32}, D/H и др.) для изучения осадочно-метаморфических комплексов докембрия может оказать большую помощь в решении важных для развития современной геологии вопросов возникновения, состава и эволюции первичной атмосферы и гидросферы, природы исходного вещества для первичных осадков, эволюции осадочных процессов, метаморфогенного породо- и рудообразования, металлогении щитов и т. д.

К проблемам осадочно-метаморфической геологии докембрия, в решении которых изотопным методам принадлежит ведущая роль, можно отнести целый ряд проблем, настолько взаимосвязанных, что их изучение должно проводиться в значительной мере комплексно.

1. Важное общегеологическое значение имеет проблема изотопной эволюции первичного вещества Земли, непосредственно связанная с происхождением наружных ее оболочек.

Выяснение характера изотопной эволюции первичной гидросферы и атмосферы в процессе их взаимодействия с первичным земным веществом и первичными осадочными породами позволит более правильно судить не только о механизме их образования и их первичном составе, но и о времени возникновения и эволюции осадочных процессов на Земле.

Применение изотопных методов позволило внести существенный вклад в развитие и укрепление представлений о ведущей роли осадочных процессов в докембрии, подтвердив существование основных факторов гипергенеза и установление геохимических циклов ряда легких элементов со времени раннего докембрия (Сидоренко и др., 1971; Виноградов, 1973).

Особое внимание обращает на себя возникшая в последние годы весьма сложная проблема согласования возраста осадочного процесса (3,5—4,0 млрд. лет) с возрастом Земли (4,5—5,0 млрд. лет). Именно благодаря успехам литологии, изотопной геологии и геохронологии докембрия интервал между астрономическим и геологическим этапами истории Земли сократился настолько, что перед целым рядом гипотез о механизме образования сиалической коры, гидросферы и атмосферы возникли серьезные трудности. Дело в том, что известные расчетные данные о термической истории Земли показывают, что выплавление сиалической коры из мантии и ее дегазация с образованием гидросферы и атмосферы могли начаться не ранее 1—2 млрд. лет после консолидации Земли из метеоритного вещества.

Мы считаем, что наиболее полно современные данные по литологии и геохронологии докембрия соответствуют представлениям, вытекающим из космогонической теории О. Ю. Шмидта, о том, что на заключительных этапах формирования Земли уже существовала первичная гидросфера и атмосфера. Один из возможных механизмов их образования был предложен К. П. Флоренским (1965), согласно которому эта первичная гидросфера могла вызвать осадочную дифференциацию значительных масс земного вещества, существенно превышающих общую массу земной коры.

Первичность осадочных процессов по отношению к магматическим является важнейшим для геологии следствием космогонической теории О. Ю. Шмидта. Развитие этих представлений, по нашему мнению, будет способствовать созданию более правильной геологической модели Земли.

Для успешного решения этой проблемы необходимы детальные изотопные исследования осадочно-метаморфических толщ докембрия, так как именно они составляют значительную часть земной коры. И все же уже сейчас можно сказать, что известные закономерности распределения и особенности поведения стабильных изотопов легких элементов в земной коре более всего соответствуют представлениям о полициклической осадочно-метаморфической дифференциации первичного земного вещества, которая определяла изотопную дифференциацию Земли.

Безусловным следствием подобной дифференциации является известный факт значительного обогащения внешних оболочек Земли тяжелыми изотопами кислорода, углерода, серы и, вероятно, других элементов. Однако было бы преждевременно отождествлять изотопный состав изученных к настоящему времени самых верхних горизонтов земной коры с изотопным составом всей земной коры, а тем более делать на этом основании определенные выводы относительно того или иного механизма образования геосфер.

Следует отметить, что региональный метаморфизм как глобальный процесс в значительной мере определяет стационарный характер дисперсии в изотопном составе наружных и внутренних зон земной коры. Это связано с особенностями поведения указанных элементов при метаморфизме. Восстановленные формы углерода (различные графитоиды) и серы (сульфиды) в общем случае более устойчивы при метаморфизме, чем карбонаты и сульфаты. Поэтому в метаморфических комплексах в результате широко развитых процессов декарбонатизации и десульфатизации отношения $C_{карб}:C_{орг}$ и $S_{сульфат}:S_{сульфид}$ меняется в пользу $C_{орг}$ и $S_{сульфид}$. Именно эти процессы возвращают тяжелые изотопы C^{13} и S^{34} в зону гипергенеза, обусловливая изотопно-легкий состав углерода и серы метаморфической оболочки Земли.

Проведенные нами расчеты с учетом значительного количества изотопно-легкого углерода докембрийских осадочно-метаморфических толщ показали, что изотопный состав углерода земной коры ($\delta C_{ср}^{13} = -1{,}8\%$) сравнительно близок к метеоритному ($\delta C_{ср}^{13} = -2{,}2\%$). Дальнейшие исследования позволят уточнить эту величину. Опираясь на изотопный материальный баланс для серы и принимая во внимание высказанные соображения, можно с большой долей вероятности считать, что известный дефицит серы в земной коре связан с нахождением значительных количеств изотопно-легкой сульфидной серы в докембрийских щитах, возможно, в виде осадочно-метаморфогенных рудных месторождений. Отсюда вырисовываются значительные перспективы потенциальной рудоносности метаморфических комплексов докембрия.

Что же касается изотопов кислорода, то определяющим фактором распределения их в земной коре является термодинамическое изотопное равновесие между литосферой и гидросферой, установившееся в глубоком докембрии. Распределение изотопов кислорода в литосфере характеризуется максимальным содержанием O^{18} в осадочных породах ($\delta O^{18} = 15 \div 38\text{‰}$), средним — в метаморфических породах ($\delta O^{18} = 10 \div 19\text{‰}$) и минимальным — в изверженных породах ($\delta O^{18} = 15 \div 10\text{‰}$) и определяется градиентом температуры и количественными соотношениями литосферы и гидросферы, участвующих в изотопно-кислородном обмене (Taylor, Epstein, 1962; Е. И. Донцова, 1966, 1970; Taylor, 1968).

Необходимо отметить, что закономерное уменьшение содержания O^{18} в регионально метаморфизованных осадочных породах с увеличением степени метаморфизма (Taylor, Epstein, 1962; Донцова, Миловский, 1967; Garlick, Epstein, 1967) и вполне закономерный ряд минералов по степени концентрации O^{18}, установленный для соответствующего температурного интервала регионального метаморфизма и довольно хорошо выдерживающийся по величине средних значений δO^{18} для метаморфи-

ческих пород различных регионов мира и разного возраста (Тейлор, 1970), свидетельствуют о том, что региональный метаморфизм протекает в равновесных условиях и что основные факторы метаморфизма были одними и теми же, причем, что самое главное, водная фаза, принимавшая участие в этом процессе, была изотопно одинаковой.

Указанные закономерности поведения изотопов кислорода имеют основополагающее значение для понимания условий образования регионально метаморфизованных пород, и, вообще, метаморфической оболочки Земли, свидетельствуя о едином механизме метаморфических преобразований осадочной оболочки Земли и о едином (изотопно постоянном) водном флюиде, участвующем в этом глобальном процессе в течение всей обозримой геологической истории Земли.

Связь δO^{18} со степенью метаморфизма есть следствие изотопно-обменного взаимодействия поверхностных (метеорных или морских) вод с метаморфизующимися породами в условиях градиента температуры, причем необходимым условием этого процесса, восстанавливающим сложное динамическое равновесие в системе «океан — осадок», является многократная циркуляция огромных масс поверхностных изотопно-легких вод, так как только это может обеспечить прогрессивное уменьшение δO^{18} метаморфических пород.

Роль ювенильных растворов в этом процессе ничтожна. Так называемые «магматические» значения δO^{18} гидротермальных вод являются мнимыми по отношению к действительному магматизму, на самом деле они отражают реальную картину активного участия поверхностных вод в региональном метаморфизме и являются следствием интегрального эффекта при изотопно-кислородном обмене в условиях термического градиента земной коры.

Выполненные нами изотопно-кислородные балансовые расчеты для литосферы и гидросферы показали, что средний изотопный состав кислорода гранитного слоя земной коры характеризуется величиной $\delta O^{18} = 8{,}0\,‰$. Подобный изотопный состав кислорода действительно свойствен гранитам. Если учесть, что граниты, весьма вероятно, являются глубокометаморфизованными некогда осадочными породами, то среднее значение δO^{18} для континентальной коры может свидетельствовать о том, что большая часть пород, слагающих континентальную кору, прошла через осадочную дифференциацию в термодинамических условиях земной поверхности, а затем претерпела метаморфизм в более глубоких зонах Земли с участием метеорных, а возможно, и океанических вод глубинной циркуляции.

Основные особенности геохимии изотопов кислорода приводят к чрезвычайно важному для геологии выводу, что именно поверхностные воды являются обязательным и важным фактором метаморфизма, гранитизации и рудообразования.

2. Проблема различения седиментогенных и магматогенных (орто- и пара-) метаморфических пород — одна из ключевых в литологии и осадочно-метаморфической геологии докембрия.

В решении этой проблемы важная роль принадлежит методам изотопной диагностики первичной природы глубокометаморфизованных пород. Разработка изотопных критериев орто- и параамфиболитов как весьма распространенных глубокометаморфизованных пород докембрия предполагает решение ряда вопросов как изотопного плана, связанных с выяснением характера и установлением масштабов влияния метаморфизма на исходный состав осадочных и магматических пород, так и общегеологического, связанных с изучением особенностей миграции вещества при региональном метаморфизме (поведение воды, углекислоты, щелочных, рудных элементов) и состоянием вещества пород на стадии ультраметаморфизма и гранитизации.

На первых этапах исследований этого направления решена задача изотопной диагностики орто- и параамфиболитов (Сидоренко, Борщевский и др., 1972, 1973; Борисова, 1973а, 1973б) и начаты исследования по разработке изотопных критериев первичной природы эклогитов, гранулитов и других глубокометаморфизованных пород основного состава.

Следующим важным этапом изучения рассматриваемой проблемы является изотопное изучение конвергентных пород кислого состава, таких как гнейсы, граниты, щелочные метасоматиты. Особое внимание следует обратить на необходимость комплексных изотопных исследований древних соленосных пород, с которыми может быть связано образование карбонатитов, нефелиновых сиенитов и других щелочных пород.

Весьма перспективно экспериментальное моделирование на изотопном уровне процессов метаморфизма осадочных и магматических пород, что должно дать ценную информацию о происхождении глубокометаморфизованных пород, об их исходной природе, а также об условиях и механизме их метаморфических преобразований. Необходима также тесная взаимосвязь изотопных и литологических исследований осадочно-метаморфических пород докембрия. Чем точнее будет определяться литологическими методами первично-осадочный облик метаморфической породы, тем точнее будут исходные данные для установления характера и степени фракционирования изотопов в процессе регионального метаморфизма, что поможет рассчитать для любой седиментогенной породы ее первоначальный изотопный состав.

3. Проблема биогенного углеродистого вещества в древнейших метаморфических толщах Земли важна не только для осадочной геологии докембрия (А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1968, 1970, 1971), но и для естествознания вообще. Немаловажное значение имеет и изотопный аспект этой проблемы (Сидоренко, Борщевский и др., 1972; Борщевский, Сидоренко, 1973). Значение этой проблемы обусловлено, в первую очередь, той большой ролью, которую играют живые организмы, а также биогенное органическое вещество в геологических и геохимических процессах формирования земной коры. Биогенная природа графитоидов докембрия получила надежное подтверждение благодаря применению изотопно-углеродного метода, поскольку геохимическая история углерода в значительной мере отражается в его изотопном составе.

Проведенный нами анализ имеющихся данных по изотопии углерода графитоидов докембрийских метаморфических комплексов различных районов мира (Фенно-Скандия, Австралия, Франция, Южная Африка), включая наши изотопные исследования (Сидоренко, Борщевский и др., 1972) графитоидов (Кольский полуостров, Карелия, УЩ, КМА, Центральное Приазовье, Алдан, Антарктида), позволили сделать ряд важных выводов:

а) практически все графитоиды метаморфических пород докембрия имеют биогенную природу ($\delta C^{13}_{ср} = -2{,}80\%$);

б) возрастной эффект в изотопном составе углерода метаморфических пород не наблюдается (были изучены графитоиды в широком возрастном диапазоне — от архея до верхнего протерозоя и не было обнаружено никакой связи между вариациями δC^{13} и геологическим возрастом);

в) вариации изотопного состава углерода определяются в основном исходной природой биогенного органического вещества, а также геохимическими условиями седиментации и диагенеза и, как правило, не зависят от вида и степени метаморфизма, и, следовательно, сохраняются со времени седиментации и диагенеза.

Однако в случае графитоносных мраморов и кальцифиров (метаморфические аналоги битуминозных известняков) мы должны предположить изотопно-обменное взаимодействие биогенного органического вещества с вмещающими карбонатами (или метаморфической CO_2)

в процессе регионального метаморфизма, чтобы объяснить аномально «тяжелый» изотопный состав ($\delta C^{13} = -0{,}27 \div -1{,}12\%$), безусловно, биогенного графита. Изотопно-углеродный обмен в системе «органическое вещество — карбонат» заслуживает экспериментального изучения.

Все это позволяет считать, что реконструкция условий докембрийского осадконакопления, диагенеза и метаморфизма осадочных пород во многом может продвинуться вперед благодаря развитию и совершенствованию изотопно-углеродного метода исследования осадочно-метаморфических комплексов докембрия.

Необходимо систематическое и детальное изотопное изучение как различных форм графитоидного вещества, так и сопутствующих ему карбонатов для установления закономерностей поведения изотопов углерода при региональном метаморфизме биогенного органического вещества и осадочных карбонатов, чтобы использовать изотопию углерода в качестве геохимического индикатора литогенеза и рудообразования в докембрийских щитах.

Первые шаги в этом направлении уже сделаны. Так, например, установленное нами закономерное увеличение содержания C^{12} в графитовых месторождениях Центрального Приазовья по сравнению с вмещающими породами (графитоносными сланцами) может помочь, с одной стороны, в выяснении особенностей генезиса графитовых месторождений, а с другой, — в разработке возможных изотопных критериев для поисков месторождений графита в метаморфических комплексах докембрия (А. В. Сидоренко, Борщевский и др., 1972; Борщевский, Св. А. Сидоренко, 1973).

Особо следует подчеркнуть важность изотопных исследований графитоидов для решения проблемы нефте- и газогенерирующей роли древнейших осадочно-метаморфических толщ, связанной с тем, что биогенный докембрийский углерод из метаморфических комплексов может быть источником выделения углеводородов нефтяного ряда и битумов (А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1970, 1971). В этом отношении особое значение приобретает близость изотопного состава углерода докембрийских графитоидов ($\delta C_{ср}^{13} = -2{,}80\%$) и фанерозойской нефти ($\delta C^{13}_{ср} = -2{,}90\%$).

Широкое использование изотопии углерода в сочетании с другими изотопными методами будет способствовать дальнейшему развитию литологии и металлогении докембрия, так как позволит судить об интенсивности проявления жизни в докембрии и роли биогенного фактора в докембрийском осадкообразовании, а также о направлении и характере эволюции биогенного органического вещества и связанных с ним рудных элементов при региональном метаморфизме и ультраметаморфизме осадочных пород. Комплексное изотопное изучение графитоносных сланцев и гнейсов докембрия как возможного источника рудного вещества позволит правильно судить об особенностях метаморфогенного рудообразования в докембрии и о действительной роли древних осадочно-метаморфических комплексов в металлогении фанерозоя.

4. Велико значение изотопных методов для решения проблемы генезиса железистых кварцитов, которая тесно связана с основными чертами докембрийского литогенеза и метаморфизма. Интересно отметить, что еще ранее на важность изотопно-кислородного изучения кварцитов обратил внимание А. В. Сидоренко (1963). Однако если изотопное изучение железистых минералов кварцитов проводится довольно успешно (Белевцев и др., 1967; Мельник, Луговая, 1972), то изотопное изучение кварцев практически не ведется, тогда как есть все основания считать, что с помощью изотопии кислорода можно различать хемогенный и кластогенный кварц в докембрийских кварцитах (Anderson, 1967).

Необходимо использовать для решения этой проблемы изотопию кремния, которая может быть весьма информативной, так как поведение изотопов кремния (Si^{30} и Si^{28}) в геологических процессах во многом ана-

логично поведению изотопов кислорода (Рейнольдс, Ферхуген, 1954; Allenby, 1954; Tilles, 1961). Так, осадочный и органогенный кремнезем характеризуется высоким содержанием тяжелого изотопа кремния Si^{30}. Морские кремнистые осадки богаче Si^{30}, чем пресноводные. Несколько пониженное содержание Si^{30} в кремнистых сланцах по сравнению с кремнистыми осадками указывает на то, что метаморфизм приводит к некоторому уменьшению тяжелого изотопа кремния. Кислые изверженные породы также характеризуются повышенным содержанием Si^{30}, по сравнению с основными и ультраосновными породами.

Ф. Грант (Grant, 1954) рассмотрел возможность использования изотопов кремния в геологических исследованиях и, в частности, показал, что содержание тяжелого изотопа кремния должно увеличиваться в выветривающихся породах и продуктах их переотложения благодаря преимущественному выносу легкого изотопа Si^{28} и что по изотопному составу кремния минералов можно судить о том, подвергался ли данный минерал процессам седиментации и выветривания. Отсюда можно заключить, что изотопия кремния может оказаться весьма полезной для изучения древних кор выветривания и может стать одним из основных методов изучения континентального литогенеза.

С помощью изотопных методов можно также установить масштабы участия вулканогенных продуктов в образовании железистых кварцитов и вообще в докембрийском литогенезе. Вулканогенный материал должен отличаться по изотопному составу кислорода от осадочного материала. Как показали недавние изотопно-кислородные исследование вулканических стекол из кайнозойских отложений, процесс изменений δO^{18} вулканогенного материала при его взаимодействии с морской водой происходит довольно медленно (Garlick, Dymond, 1967). Поэтому, если скорость осадконакопления была достаточно велика, то вулканогенный материал мог сохранить свойственные ему низкие значения δO^{18}. Однако следует иметь в виду, что изотопно-кислородным методом можно установить только степень участия силикатных вулканогенных продуктов в формировании железистых кварцитов. Непосредственно вулканогенную природу основного рудного компонента — железа этим методом установить нельзя, так как железо в вулканических эксгаляциях находится, согласно современным представлениям, в форме хлоридов, а затем уже в бассейне осадконакопления окисляется «гипергенным» кислородом и осаждается в гидроокисной форме.

И все же имеется принципиальная возможность установить происхождение железа, она заключается в том, что изотопы железа могут испытывать значительное фракционирование в гипергенных условиях благодаря существенной разнице масс легкого изотопа Fe^{54} и тяжелого Fe^{57}, достигающей 6%. Поэтому следует ожидать, что гипергенное железо будет отличаться по своему изотопному составу от вулканогенного (ювенильного) железа, изотопный состав которого должен соответствовать первичному метеоритному веществу Земли.

Единичные определения изотопного состава природного железа были выполнены Дж. Велли и Г. Андерсоном, которые обнаружили значительные вариации (до 8%) в изотопном составе железа минералов различного генезиса. Если эти различия действительно существуют, то они могут быть связаны с возможностью как биологического разделения, так и фракционирования при окислительно-восстановительных процессах. Все это указывает на необходимость вновь привлечь внимание исследователей к проблеме изотопии железа.

Широкие, целенаправленные, тесно взаимосвязанные литолого-изотопные исследования осадочно-метаморфических комплексов позволяют по-новому подойти к решению важнейших проблем литологии, петрологии и металлогении докембрия.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ КАРБОНАТНО-ФОСФАТНО-СУЛЬФАТНО-ГАЛОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК ИСТОЧНИК ЛЕТУЧИХ, СЕРЫ И ЩЕЛОЧЕЙ ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Значение осадочно-метаморфических толщ и связанных с ними (пространственно и генетически) разнообразных, многочисленных и часто очень крупных месторождений полезных ископаемых, как известно, очень велико. В СССР и за рубежом довольно разносторонне разработаны теоретические основы металлогении осадочно-метаморфических пород, вытекающие из обширных и многолетних полевых наблюдений и лабораторных исследований и уточненные с помощью расчетных данных и экспериментов в большом диапазоне температур, давлений и составов.

1. На примере многих элементов (Fe, Cu, S, B, P, TR, $C_{орг}$ и др.) удается проследить геохимическую наследственность в ряду осадочных — метаморфических — гидротермальных — палингенных образований. Нами было показано, что металлогения сиалической земной коры, в основном, обусловлена составом осадочно-метаморфических, преимущественно докембрийских толщ.

При этом одни седиментогенные рудные концентрации, генетически связанные с развитием и переотложением древнейших кор выветривания или с биологической и геохимической активностью органического вещества, в зоне метаморфизма сохранились, испытав изоминеральную или изохимическую перекристаллизацию и более или менее значительные текстурно-структурные преобразования; другие, наоборот, были разубожены или совсем уничтожены; третьи впервые (метаморфогенно) возникли в результате концентрации (вдоль слоистости, в жилах и штокверках в зонах разломов и трещиноватости, путем замещения карбонатных и других пород) рассеянного ранее в осадочных или метаосадочных толщах рудного материала под влиянием гидротерм, динамотермальных, контакт-метасоматических и инъекционных магматических воздействий; четвертые представляют собой регенерированные образования, перемещенные, например, вдоль пластовости или вертикально (из одного структурного яруса в другой) с помощью гидротерм, интрузивных и вулканических внедрений, нередко даже с образованием при этом анатектических (плутоно-вулканических) рудных магм (магнетитовых, апатитовых, карбонатных и др.) и парагенетически сопряженных с ними гранитоидных, сиенитовых и других силикатных магм; пятые обязаны своим происхождением активным, обильным и долгодействующим щелочным (K—Na)-растворам в зонах тектонических напряжений и палингенеза и выносящим впереди фронта и на флангах щелочного метасоматоза и гранитизации редкие, малые, цветные и другие элементы, освобожденные из изоморфного, сорбционного и механически-дисперсного рассеяния в осадочно-метаморфических толщах и образующие свои собственные минералы и рудные тела (Сердюченко, Потемкин и др., 1964; Сердюченко, 1972).

Из ряда вопросов и проблем осадочно-метаморфического рудообразования мы остановимся сейчас на металлогеническом значении древних карбонатных, фосфатных и соленосных пород, а также на рудотранспортирующей и рудоконцентрирующей роли летучих веществ (агентов-минерализаторов) осадочного происхождения.

2. Наряду с «типичными карбонатитами», которые многими геологами считаются обособлениями от ультраосновных щелочных магм, связанных с верхней мантией, безусловно, в материковой земной коре имеются и, по-видимому, резко преобладают «карбонатитоподобные» образования осадочного происхождения. Они возникли за счет тектоно-гид-

ротермальной и анатектической переработки пластовых или линзовидных стратифицированных известняково-доломитовых толщ, представляющих собой практически неисчерпаемый источник CO_2 и углекислых растворов в контакт-метасоматических и гидротермальных процессах и почти всегда содержащих фтористые минералы (флюорит, фтор-апатит), или за счет соленосных формаций, где они находятся вместе с ангидритами и хлористыми солями натрия, калия, магния, входящих в состав соленосных формаций.

Нередко «интрузивный» характер карбонатитоподобных образований связан с пластическими деформациями и выжиманием в седлах складок и в трещинных зонах известняков и доломитов, подвергшихся термальному и динамическому воздействию с образованием диапироподобных и будинаж-структур и жильно-гидротермальных тел, однако часто сохраняющих реликтовые признаки седиментации или пространственную и геохимическую связь с карбонатными и сопровождающими их осадочными сериями (Сердюченко, Потемкин, 1964; Сердюченко, 1972, Стоялов, 1961; Кочетков, 1967; Bailey, 1961 и др.). Углекислые, фтористые и хлористые метаморфические гидротермы вызывали при этом мобилизацию, переотложение и в ряде случаев концентрацию не только редкометальных (редкоземельных, тантало-ниобиевых, цирконие-вых и др.), но и бариевых и стронциевых, а также фосфатных (апатитовых) и железистых (магнетит) минералов как из самих карбонатных толщ, так и из вмещающих гнейсов и сланцев. Так, восточноалданские карбонатитоподобные образования (Арбарастах, Кондер и др.) пространственно и генетически связанные с архейскими кальцифирами, магнетитовыми рудами, людвигитовыми и редкоземельными проявлениями, сами содержат (наследственно) концентрации магнетита и выделения редкометальных минералов и людвигита (Сердюченко, Потемкин, 1964; Сердюченко, Чайка, 1967). С карбонатитами ультраосновного — щелочного комплекса Палабора в Южной Африке (Heinrich, 1970) связаны даже (по-видимому, извлеченные из седиментогенных боковых пород) уникальные и совсем не свойственные «типичным карбонатитам» промышленные месторождения меди, главным образом, в виде халькопирита и борнита; в них имеются значительные выделения магнетита и апатита, но нет ни ниобия, ни редких земель.

Очень интересны в генетическом отношении апатитоносные карбонатитоподобные породы на Чадобецком поднятии в Сибири, где секущие рифейскую терригенно-карбонатную осадочную толщу слюдистые перидотиты и пикритовые порфириты в своих зальбандах содержат апатитовые оторочки, которые генетически явно связаны с составом прорванных ультраосновной магмой фосфатизированных осадочных пород.

Ассимиляция же известняков и доломитов привела на последних этапах магматического процесса к автометасоматической карбонатизации секущих жильных ультрабазитов (особенно в их апикальных зонах) и к образованию (на их продолжении) в итоге мобилизации осадочного карбонатного материала гидротермальных жил типа карбонатитов, содержащих пирохлор и другие акцессорные редкометальные минералы (Сердюченко, Чайка, 1967). Эта генетическая концепция получила подтверждение и в результатах изотопного анализа углерода: в чадобецких «карбонатитах» значительно больше изотопа C^{13}, чем в карбонатитах из других провинций, а во вмещающих карбонатных пластах содержание C^{13} существенно снижено по сравнению со средним для осадочных пород, т. е. карбонатитоподобные жилы Чадобецкого поднятия заимствовали карбонатный материал из известняков и доломитов.

Подобным же образом следует рассматривать недавно описанные в Северной Норвегии карбонатные пироксениты, которые образуют тектонические линзы мощностью от 3 до 50 м, всегда согласно расположенные в узких зонах среди регионально-метаморфизованных в альмандин-

амфиболитовой фации каледонских пород (гранат-кианитбиотитовых гнейсов, параамфиболитов, известково-силикатных мраморов). Интрузии дунитов или перидотитов в контактах с кальцифирами вызывали обильное выделение CO_2 и обогащенных SiO_2 газов, а в результате возникали ассоциации, богатые энстатитом и магнезитом (магнезитовые ортопироксениты и образующие в них линзы оливиновые магнезиты) по реакциям: форстерит+CO_2→энстатит+магнезит; форстерит+SiO_2→энстатит (Schreyer a. oth., 1972).

Важно напомнить, что экспериментально (Wyllie and Tuttle, 1960а, б) получен карбонатный легко подвижный расплав при 675°С и 1000 бар или 640°С и 4000 бар, но температура плавления сильно снижается от добавления в систему магния, а также фтора, т. е. очевидна возможность выплавок и дифференциации природной многокомпонентной палингенной карбонатной магмы на кальцитовую, доломитовую, сидеритовую.

В системе глубинных разломов и рифтовых зон, которые могут служить путями продвижения к поверхности мантийного материала, карбонатиты отсутствуют на огромных пространствах дна Индийского океана и широко развиты на континенте вдоль восточно-африканских разломов, где карбонатные осадочные породы широко распространены и вовлечены в динамотермальную переработку с образованием даже карбонатных лав (Кения и др.). В частности, в рифтовой зоне северо-восточного направления в бассейне р. Замбези в Северной Родезии (Mid-Zambezi — Luangwa Rift) имеются как неизмененные, так и пластически деформированные и «интрузивные» известняки и связанные с ними гидротермальные метаосадочные карбонатные жилы в районах Кишиа и Мквизи, а примерно в 20 км вдоль той же зоны наблюдаются уже «типичные» карбонатиты в комплексе со щелочными сиенитами (Bailey, 1961); последние, очевидно, представляют собой результат ассимиляции гранитоидами осадочного карбонатного материала или это щелочные выплавки из пород, богатых карбонатами и фтором.

Рассматривая условия формирования фосфоритов и апатитовых руд в осадочно-метаморфических толщах земной коры, удается проследить на конкретных геологических примерах эволюционный генетический ряд месторождений — осадочных, метаморфических, гидротермальных и палингенных.

Апатитсодержащие (в среднем 15% апатита) магнетитовые руды Центральной и Северной Швеции (Landergren, 1948, 1949) обоснованно рассматриваются как палингенные, геохимически во многом сходные с фанерозойскими фосфористыми железняками. Эти руды обычно сопровождаются щелочными сиенитами, но геологическая связь между ними вторична: гранитная магма вплавила богатый железом и карбонатами осадочный материал, что и привело к парагенезису рудной и нерудной фракций.

Знаменитые хибинские (девонские) апатитовые месторождения и сопровождающие их щелочные породы (Сердюченко, 1967) образовались, по-видимому, в результате глубинного плавления богатых фтором фосфатно-карбонатных и вмещающих алеврит-пелитовых и мергелистых пород или они результат инъекции гранитов в зону этих мощных и богатых фтором фосфоритов, которые были формационно, как и во многих других районах мира, связаны изначально с известняками и доломитами.

Присутствие в апатит-нефелиновых и в сопутствующих щелочных породах редких элементов, а также битуминозных веществ связано, очевидно, с материнской фосфоритоносной осадочной толщей, содержавшей обычные примеси — глауконит, пирит, органический углерод.

3. Исследования архейских седиментогенных толщ иенгрской серии Алданского щита уже давно привели нас к выводу, что развитые среди них диопсидовые, скаполитовые и диопсид-скаполитовые кальцифиры

и плагиоклазовые гнейсы с почти мономинеральными скаполитовыми прослоями и линзами представляют собой результат метаморфизма соленосных (карбонатно-сульфатно-хлоридных) и засоленных древних осадков (Сердюченко, 1960 и др.), т. е. галогенные формации характерны не только для палеозоя и мезо-кайнозоя, не только известны среди мало измененных осадочных толщ верхнего протерозоя (Кулибакина и др., 1971), но имели широкое распространение и в глубоко метаморфизованных сериях древнейших седиментогенных пород, вплоть до нижнего архея.

В скаполите главным образом фиксируются основные солевые компоненты — Na, Cl, SO_3, CO_2, F, H_2O и др. На Алдане скаполит как бы продолжает метаморфогенную кристаллизацию плагиоклазов, а гастингсит — пироксенов при понижении температуры и накоплении в породе избытка «летучих» веществ осадочного происхождения. Это, в частности, вызывало в этих слоях регрессивный метаморфизм, в результате чего наблюдается своеобразное переслаивание пород, соответствующих то амфиболитовой, то гранулитовой фациям. Местами в таких породах найдены на Алдане вкрапления и прослойки сингенетичного сиреневорозового ангидрита (Каргатьев, 1970), а изотопный состав серы из минералов иенгрских пород показал (Чухров и др., 1968) ее изначально сульфатный характер и биогенное изотопное фракционирование, т. е. в архее здесь существовал прибрежно-морской и лагунный режим и шло накопление бороносных солей и (потом графитизированной) органики, обусловившей и биогенную сульфатредукцию, и восстановительную среду для образования развитых здесь пластовых магнетитовых руд за счет гидроокисных и других железистых осадков.

К настоящему времени по одновозрастным породам Прибайкалья, а также в пределах Скандинавии, Канадского и Австралийского и Мадагаскарского щитов получены данные, говорящие о существовании там также карбонатно-сульфатно-соленосных формаций еще в раннем архее, т. е. около 3 млрд. лет назад (Сердюченко, 1972 а). В частности, скаполитовые и скаполитсодержащие породы на юге Мадагаскара тесно ассоциируют или переслаиваются с пироксеновыми гнейсами и парапироксенитами, которые при изохимическом метаморфизме могут быть производными древних магнезиальных мергелей (Lacroix, 1941; Noizet, 1970): в архейской системе Андроен они образуют согласные прослои и пласты — редкие и тонкие среди кордиеритовых, метаграувакковых и метааркозовых серий и многочисленные и мощные среди богатых скаполитом гнейсов и кальцифиров; местами в них рассеяны зерна ангидрита, и по условиям залегания и геохимической однородности всей гнейсовой толщи осадочное происхождение пироксен-скаполитовых пород (лишенных к тому же Cr и Ni) не вызывает сомнений.

4. Метаморфические преобразования, как известно, вызывают, прежде всего, вынос из осадочных пород вместе с поровой и пленочной водою легкорастворимых солей. Как показали эксперименты, при повышении температуры (выше 60°С) из смеси хлоридов щелочных металлов преимущественно растворяется KCl, и обогащенные калием рассолы в ряде случаев обособляются от хлор-натриевых. В связи с этим отметим, что некоторые южномадагаскарские пласты парапироксенитов, без нарушения условий и формы залегания (мощности, взаимоотношений с боковыми породами), содержат аутигенную (местами промышленную) флогопитовую минерализацию с кальцитом и скаполитом или битовнитом, иногда также ангидрит, апатит, флюорит и сульфиды (пирротин, молибденит, халькопирит). В некоторых районах флогопитоносные пироксенитовые пласты расположены кулисообразно, свидетельствуя о накоплении материнских древних осадков типичной засоленной (богатой калием) фации в заливе, закрывающемся на севере (Noizet, 1970).

В Алданском архее, кроме метасоматических (по диопсиду или га-

стингситу) и собирательно перекристаллизованных в контактах с аляскитовыми гранитами магнезиально-железистых слюд, также имеются (Сердюченко, 1960) первичные флогопиты, образовавшиеся в условиях регионального метаморфизма за счет богатых калием (засоленных) глинисто-карбонатных (мергелистых) осадков: они тонкослойно чередуются с кальцифирами, а местами (слюдиты) переслаиваются при наличии четких границ с пироксеновыми и роговообманковыми сланцами, с магнетитовыми рудами.

Таким образом, соленосностью и засолением древних исходных осадков обусловлены не только ресурсы натрия и связанные с этим процессы дальнейшей аутигенной или метасоматической скаполитизации и альбитизации, но и ресурсы калия и связанные с ними процессы сингенетичного метаморфогенного флогопито- и биотитообразования, а также эпигенетической флогопитизации и микроклинизации, которые особенно активизировались под влиянием термодинамических (тектонических) и магматических (в том числе палингенных) факторов.

В связи с процессом древнего солеобразования на определенных стадиях и в соответствии с геохимической спецификой отдельных провинций, в лагунах и остаточных морских бассейнах, в осадках и подземных рассолах, в рифтовых зонах концентрировались не только Na, K и Mg, Cl и F, но и Be, Cs, W, Sn, B, Li и др. На дальнейших этапах геологического развития происходило их перераспределение (под влиянием гидротерм, трещинных образований, интрузий, деятельности организмов, селективной сорбции, изменений окислительно-восстановительного режима и др.) и в ряде случаев — создание промышленных концентраций.

Следует отметить, например, не имеющие никакой пространственной и генетической связи с изверженными гранитоидными и т. п. породами или пространственно связанные с пегматоидными инъекциями слюдиты Трансвааля, Бразилии и Урала (Be, TR, B, W), Сибири (Cs), Дальнего Востока (Sn, B) и др. (Goni, Picot, 1965; Размахнин, Размахнина, 1969; Сердюченко, Потемкин, 1964; Сердюченко, 1972).

Большое влияние, очевидно, оказали докембрийские сульфатносоленосные отложения и связанные с ними рассолы (2200—1700 млн. лет и менее) на формирование стратиформных свинцово-цинково-медных месторождений, размеры которых возрастали с переходом от более древних к более молодым отложениям. Брокен Хилл и другие в Австралии, Сулливан — в Кимберли (Канада) по способу накопления являются осадочными, но по источнику рудного вещества представляют, по-видимому, смешанные образования — осадочные дифференциаты и вулканогенные отщепления от верхней мантии: австралийские месторождения обособились вдоль краев континента, нередко в обстановке пересыщенных соляных растворов, канадское «возникло в докембрийской рифтовой зоне в условиях, сходных с теми, которые преобладают в областях горячих рассолов современного Красного моря..., т. е. при обилии хлоридов и сульфатов, необходимых для переноса и служащих источником серы для сульфидов (через биогенную сульфатредукцию? — Д. С.) в таких месторождениях» (Фолинсби, 1972).

К этому необходимо добавить, что еще в голоценовое время Красное море через мелководный пролив было связано с удлиненным бассейном впадины Данакиль (Пьяно-дель-Саль) в восточной Эритрее (Эфиопия), образование которой сопряжено с формированием Восточно-Африканской рифтовой системы. Бассейн этот имел в длину около 225 км, в ширину — до 30 км; дно его, на глубину до 1—2 км сложенное пластами ангидрита и галита с местными (может быть, вторичными) обогащениями солями калия и магния, расположено на 120 м ниже дна Красного моря, от которого он отделен низким и узким хребтом (дамбой) из кайнозойских лавовых потоков. Глубина бассейна много превышала

200 м, и Пьяно-дель-Саль, находясь в области с исключительно жарким и сухим климатом, представляет почти идеальную модель глубоководного эвапоритового бассейна (Schmalz, 1969).

Связь процессов образования и накопления сульфидных руд меди и других цветных металлов с биогенной сульфатредукцией гораздо более наглядно наблюдается в малоизмененных фанерозойских отложениях. Так, в верхнепермских (цехштейновых) толщах Польши и Западной Европы хорошо известны и устойчиво наблюдаются закономерные циклы из медистых и битуминозных сланцев, доломита, ангидрита, галита и калиевых солей, а в девонских отложениях северо-западного Карамазара в Средней Азии в течение последних 15 лет хорошо изучена (Бадалов, Туресебеков, 1967) металлогеническая связь (в отношении источника серы) медно-молибденовых и свинцово-цинковых сульфидных месторождений и рудопроявлений с осадочными сульфатами (главным образом, ангидритами).

Важно в связи с изложенным отметить, что вскрытый глубокой скважиной в долине Империал (Калифорния) высокотемпературный хлоридный натриево-кальциевый рассол (270°С) с высоким содержанием K, Li, Mn, Ni, Cu, Pb, Zn, Ag, B, Ba, Sn и имеющий также Au, Be, As, Bi, Ga, Sb и другие элементы, как убедительно показал С. И. Смирнов (1967), отнюдь не является рудоносным магматическим флюидом, а по всем геохимическим и геолого-генетическим показателям ничем не отличается от рассолов соленосных седиментационных бассейнов и связан с эвапоритами, обогащенными калием и тяжелыми элементами.

5. Распространенность метаморфизованных первично соленосных пород в архейских толщах Земли очень велика. В Алданской и Байкальской областях скаполитсодержащие породы занимают по нескольку тысяч квадратных километров, суммарные мощности их достигают сотен метров, а при содержании только 2% хлора «общие запасы» этого летучего компонента будут исчисляться миллиардами тонн. В районе горы Иза в северо-западном Квинсленде в Австралии в трех полосах скаполитоносных седиментогенных пород длиною 8 км насчитывают хлора около 500 млн. т. Занимаемая скаполитовыми породами площадь только в провинциях Квебек, Онтарио, Нью-Йорк (Канадский щит) достигает 100 тыс. кв. миль. Почти во всех эндогенных месторождениях включения рудообразующих растворов содержат (кроме CO_2) хлористый натрий, фтористый кальций. Рассеянные («свободные») и даже уже зафиксированные в седиментогенных скаполитах (амфиболах и слюдах) галоиды и щелочи под влиянием метаморфизма и гранитизации вновь могли мигрировать и участвовать в гидротермальных и скарново-метасоматических процессах, т. е. поступали в фонд активных агентов-минерализаторов, которые извлекали из рассеяния, переносили и концентрировали рудный материал (Икорникова, 1962; Щербаков, 1968; Блох, 1969 и др.).

6. Фтор, так же как и хлор, часто связан с карбонатными (известняково-доломитовыми) и сульфатно-галогенными толщами и их метаморфическими производными. В морских лагунах и реликтовых бассейнах фторсодержащие рассолы на последних стадиях выпадения доломита выделяют дисперсные фазы флюорита или фтор-апатита, очень редко с вагнеритом $Mg_2(PO_4)F$ или изокитом $CaMg(PO_4)F$. Особенно значительны (предваряющие садку гипса) седиментогенные выделения флюорита при повторном выпаривании и концентрации природных рассолов. Вот почему доломиты, реже ангидриты и еще в меньшей степени растворимые соли содержат в себе рассеянную вкрапленность или прерывистые прослойки фтористых минералов. Следующие за седиментацией этапы диагенеза, тектоно-магматической активизации, палингенеза и гидротермальной деятельности все вызывали мобилизацию, собира-

тельное (возрастающее на каждой новой геологической стадии) перераспределение фтора, вплоть до формирования в благоприятных структурных условиях почти сплошных линзовидно-гнездовых тел, штокверков или жил фторсодержащего минерала (флюорита или фтор-апатита). При этом в платформенных и геосинклинальных зонах широко образовались легкоподвижные фторсодержащие металлические комплексы, которые после перемещения и концентрации таких, например, элементов, как редкие земли, олово, бериллий и др., со снижением температуры и давления быстро распадались, а фтор вновь в виде фтористого кальция сохранялся почти на той же самой территории, проявляя своеобразную геохимическую оседлость. Терригенные и (осадочные) геологические формации (например, в Андах, Калифорнии, в Казахстане, на Дальнем Востоке и др.) могли быть и были фтороносными еще задолго до развития в них гидротермальной рудной минерализации (Пустовалов, 1937; Peters, 1958).

С рудотранспортирующей ролью фтора, очевидно, следует связать образование таких пневмато-гидротермально-метасоматических месторождений фтор-карбонатов редких земель, как в районе Бастнез в Центральной Швеции (Geijer, 1960, 1961; Сердюченко, 1967). Здесь фтор, по-видимому, извлекал редкие земли из вмещающих гнейсов и сланцев, где они находились на обширной территории в виде рассеянных ортита, сфена или монацита. Их вторичная, уже промышленная, концентрация в доломитах минералогически представлена метасоматическим фтористым Mg-ортитом и главным образом бастнезитом и др. Трудно сомневаться в участии фтора осадочного происхождения также и в формировании восточно-сибирских редкометальных месторождений (в зонах разломов, смятия, щелочного метасоматоза и широких проявлений палингенных процессов) на стыке протерозойских и архейских складчатых зон (Архангельская, 1968; Сердюченко, 1972 а, б, в, г).

С нарастанием объема и интенсивности метасоматических преобразований, кроме минералов Zr и Hf, Ce и Y, здесь появляются танталниобиевые и, наконец, бериллиевые минералы (берилл и гадолинит), причем генетически показательно присутствие на разных стадиях минералообразования фтористых соединений: криолита, фтор-апатита, флюорита, фтор-пирохлора, бастнезита, иттрофлюорита, флюоцерита, гагаринита и др. (Залашкова и др., 1972)*.

Необходимо указать еще одну минералого-петрографическую форму нахождения и концентрации фтора в докембрийских осадочно-метаморфических толщах: это — топаз $[Al_2SiO_4(F, OH)_2]$, содержащий более 10% (весовых) фтора и входящий в число первичных породообразующих минералов силлиманит-топазовых или топазовых кварцитов и сланцев, отчетливо стратифицированных и широко распространенных на территории Танзании и Кении (Восточная Африка), где они прерывисто прослежены на протяжении около 200 км. Количество топаза в отдельных слоях и пачках регионально метаморфизованных (в гранулитовой фации) докембрийских кремнисто-глинистых осадков, обогащенных фтором, колеблется от нескольких процентов до 70%, причем топазсодержащие породы согласно залегают и переслаиваются среди графит-силлиманит-альмандиновых, силлиманитовых или кианитовых сланцев и кварцитов, обнаруживая резкие или постепенные переходы к безтопазовым разностям седиментогенных пород (Kempe, 1967).

При широком распространении фторсодержащих пород мы получим громадные количества этого агента-минерализатора, происшедшего (вместе с хлором, бором и др.) изначально или из первичной коры и верхней мантии, или сконденсировавшегося из паров и химически слож-

---

* Намечается преимущественная транспортировка меди с помощью фтора, а железа — в хлорных соединениях (Haynes and Clark, 1972)

ных дымов раннегеологической атмосферы Земли (Виноградов, 1964 б; Ронов, 1964, 1972; Сердюченко, 1967).

Таким образом, не только громадные количества минерального вещества при процессах рудообразования берутся из осадочных и осадочно-метаморфических толщ, но и большие массы летучих («агентов-минерализаторов» — CO_2, H_2O, F, Cl и др.) имеют своим источником эти же первично осадочные толщи — дополнительно к тому материалу, который поступал из ювенильно-магматических (верхнемантийных) источников, главным образом, на ранних геологических этапах развития Земли, а также в зонах глубинных разломов и вулканической деятельности в более поздние геологические периоды.

МОБИЛИЗАЦИЯ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ИЗ ОСАДОЧНЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ И ГРАНИТИЗАЦИИ

Геологические и экспериментальные исследования мобилизации рудных элементов водными растворами из осадочных и метаморфических пород проводятся нами в связи с изучением проблемы источников металлов при рудообразовании. Химически активные гидротермальные растворы различного происхождения — ювенильные (поднимающиеся из области мантии), метаморфические (высвобождающиеся из пород при метаморфизме), вадозные (глубинной циркуляции) или воды смешанного состава при прохождении через породы экстрагируют — мобилизуют рудные элементы (Белевцев, 1972 а).

Убедительные данные получены нами по большому числу анализов о подвижности рудных и нерудных компонентов осадочных и метаморфических пород при региональном динамотермальном метаморфизме и ультраметаморфизме в пределах Украинской ССР (Белевцев, 1972 б). Проведенные подсчеты количества рудных элементов в породах различных метаморфических фаций, а также продуктах ультраметаморфизма раскрыли тенденцию уменьшения содержания металлов с развитием метаморфизма (рис. 12).

Для центральной части щита подвижность рудных элементов в породах регионального (динамотермального) метаморфизма и в породах ультраметаморфизма характеризуется двумя кривыми. По этим данным в породах различных метаморфических фаций наблюдается постепенное снижение суммы малых металлов от зеленосланцевой фации, через эпидот-амфиболитовую, амфиболитовую до гранулитовой. Если взять такие распространенные металлы, как Cr, V, Mn, Ni, Zn, Cu, Co, Pb, то среднее содержание их в породах зеленосланцевой фации достигает 0,16%, тогда как в гранулитовой оно снижается до 0,09%, т. е. почти на 50% от первоначального содержания. При этом снижение идет неравномерно. В породах амфиболитовой фации наблюдается некоторое повышение содержания этих металлов по сравнению с их содержанием в породах предыдущей эпидот-амфиболитовой фации. Эта закономерность для отдельных элементов была раньше замечена и описана по некоторым районам многими исследователями (Белевцев, 1968; Буряк, 1970, 1972; Семенов, Смыслов, 1967; Смыслов, Титов, 1967).

Такая общая закономерность выноса металлов при усилении метаморфизма усложняется тем, что некоторые металлы накапливаются в отдельных метаморфических фациях: V, Zn, Cu проявляют тенденцию накопления в гранулитовой и частично амфиболитовой фациях, Pb — в зеленосланцево-амфиболитовой, а Mn — в амфиболитовой фации (рис. 13, 14).

Еще большее усложнение этой закономерности можно увидеть при метаморфическом изменении различных пород — терригенных, вулкано-

генных и магматических, содержащих различные группы элементов (литофильные, халькофильные и сидерофильные). Литофильные элементы, склонные к образованию легкорастворимых комплексных соединений, обычно накапливаются в метаморфических породах средних и низких ступеней метаморфизма. В этих же условиях накапливаются халькофильные элементы, благодаря высокой активности серы и образованию сульфидов, хотя для некоторых районов известно накопление медно-никелево-платиновых руд в амфиболитовой и в верхней части гранулитовой формации. Сидерофильные элементы часто накапливаются среди пород высоких ступеней метаморфизма (Fe, Mn, Ti, Ni, Pt, V), однако многие из них весьма активно образуют кислородные соединения, си-

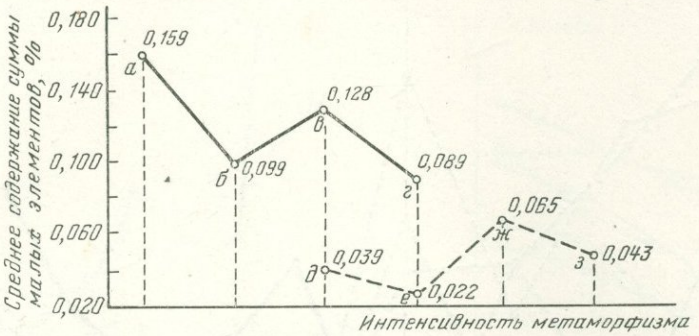


Рис. 12. Изменение содержания малых элементов в породах при метаморфизме и ультраметаморфизме

Фации метаморфизма: *а* — зеленосланцевая; *б* — эпидот-амфиболовая; *в* — амфиболитовая; *г* — гранулитовая. Породы ультраметаморфизма: *д* — мигматиты; *е* — палингенные плагиоклазовые граниты; *ж* — палингенные реоморфические микроклин-плагиоклазовые граниты; *з* — малые интрузии

ликаты и сульфиды, накапливающиеся в зонах относительно низких ступеней метаморфизма. Многие из элементов этой группы можно назвать космополитными, так как вследствие меняющихся условий метаморфической дифференциации они накапливаются в разных минеральных формах среди пород низких, средних и высоких ступеней метаморфизма.

Аналогичные данные об изменении содержания металлов в породах по мере усиления регионального метаморфизма осадочных пород и гранит-порфиров Витимо-Патомского района приводят В. А. Буряк, М. П. Лобанов, П. М. Хренов (1967).

Область ультраметаморфизма (см. рис. 13) характеризуется еще более интенсивным выносом рудогенных элементов, о чем свидетельствует резкое снижение суммы металлов в мигматитах и палингенных гранитах по сравнению с метаморфическими породами, в которых все же достаточно отчетливо сохранились черты первичного распределения металлов. Частичное выплавление и полная перекристаллизация осадочных и вулканогенных пород, господствующие в зоне ультраметаморфизма, приводили к возникновению гранитоидных пород (мигматиты, анатектиты, граниты), которые принципиально отличаются от исходных потерей значительных количеств Fe, Mg, Ca и многих рассеянных металлов. Процесс превращения сланца, карбонатной или вулканогенной породы в гранитоидную, стремящуюся к эвтектическому составу, естественно сопровождался выносом больших масс излившихся компонентов за пределы зоны ультраметаморфизма. Как видно, ультраметаморфизм явился мощным процессом отделения многих малых элементов от исходных пород и перемещения их за пределы областей гранитизации.

Обращает на себя внимание повышение содержаний многих элементов в малых интрузиях и постгранитизационных гидротермальных

метасоматитах. Покажем на примере миграции урана при метаморфизме и ультраметаморфизме общую закономерность мобилизации рудогенных элементов в осадочных и метаморфических породах.

Из аналитических данных отчетливо видно, что наименьшим содержанием урана обладают породы офиолитовой и диабаз-спилитовой формаций архея ($1{,}0—1{,}08 \cdot 10^{-4}$) и продукты гранитизации этих пород ($1{,}13 \cdot 10^{-4}$). Некоторое повышение заметно в терригенно-эффузивной формации ($1{,}35 \cdot 10^{-4}$) и трахитоидных гранитах архея ($1{,}49 \cdot 10^{-4}$), рас-

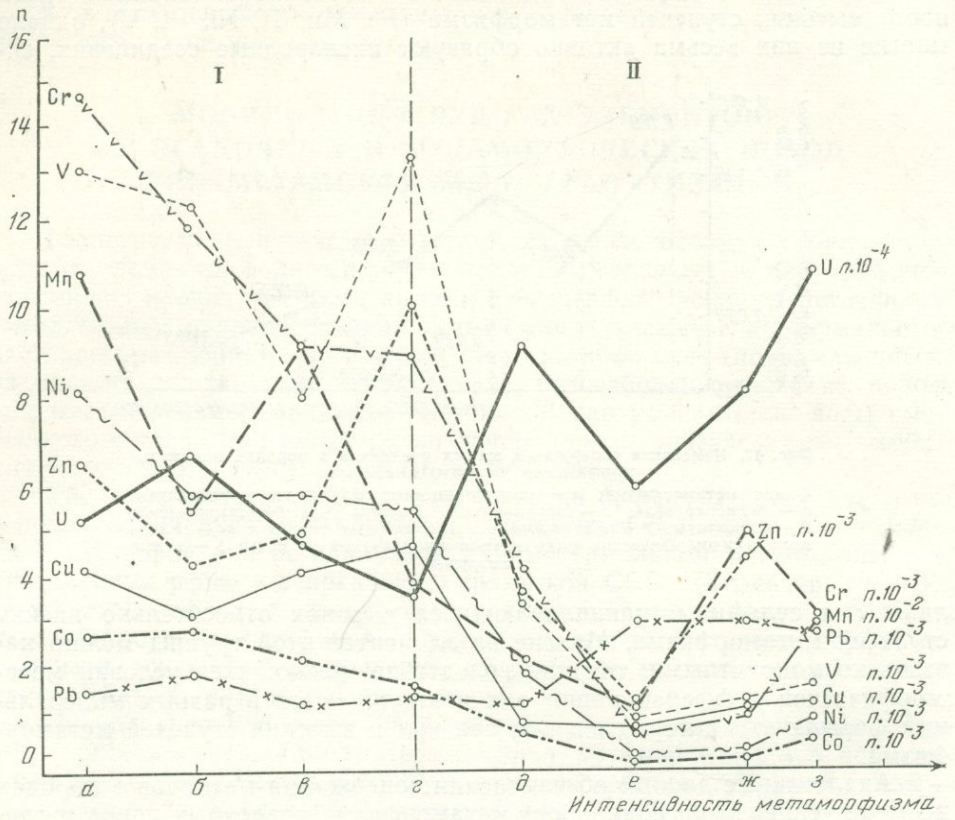


Рис. 13. Изменение средних содержаний металлов в породах в процессе прогрессивного регионального метаморфизма (I) и ультраметаморфизма (II)

Фации метаморфизма: *а* — зеленосланцевая; *б* — зеленосланцево-амфиболитовая; *в* — амфиболитовая; *г* — гранулитовая. Породы ультраметаморфизма: *д* — мигматиты; *е* — плагиоклазмикроклиновые граниты; *ж* — порфировидные граниты; *з* — малые интрузии, жилы и тела аплитовидных и пегматоидных гранитов

сматриваемых нами как ультраметаморфические образования архея с наложенными диафторическими изменениями в протерозое. В целом можно указать на бедность ураном пород архея.

В породах нижнего протерозоя содержание урана значительно выше, чем в архейских и особенно в терригенных формациях. Наиболее низким содержанием урана обладают так же, как и в архее, породы диабаз-спилитовой и джеспилитовой формаций. Особенно значительные содержания урана систематически прослеживаются в терригенных породах нижнего протерозоя. Получившая очень широкое распространение в протерозое формация парагнейсов, равно как и формация плагиоклазовых гранитов, обладает относительно невысоким содержанием урана. При этом нельзя не обратить внимания на закономерность, состоящую в том, что гранитизация парагнейсов с превращением их в плагиоклазовые мигматиты и граниты не приводит к существенным из-

менениям содержания урана. Вместе с тем наблюдается некоторое накопление урана во многих реоморфических гранитах ($7{,}4 \cdot 10^{-4}$). В породах среднего протерозоя, представленных интрузивными образованиями, наблюдаются относительно повышенные содержания урана, особенно в нефелиновых сиенитах и некоторых разностях гранитов. В основных породах среднепротерозойских плутонов — лабрадоритах — также очень низкие содержания урана, как в архее и нижнем протерозое. В кластогенных породах верхнего протерозоя фиксируются относительно низкие содержания урана.

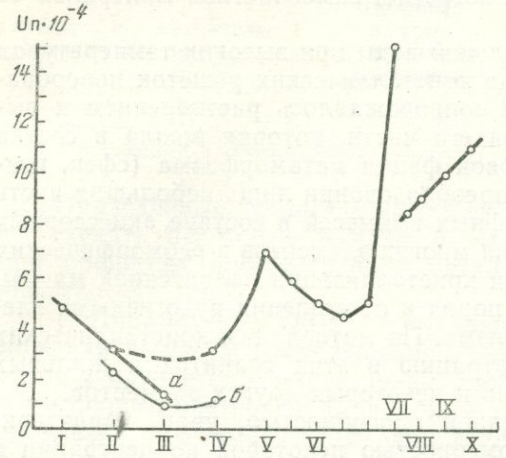


Рис. 14. Распределение урана по фациям метаморфизма

I — зеленосланцевая; II — амфиболитовая; III — гранулитовая; IV — граниты ультраметаморфические; V — реоморфические граниты; VI — граниты интрузивные зон активизации; VII — щелочные интрузии; VIII — милониты и катаклазиты среди гранитоидов; IX — микроклиниты апогранитовые; X — альбититы апогранитовые: *а* — терригенная формация, *б* — диабаз-спилитовая формация

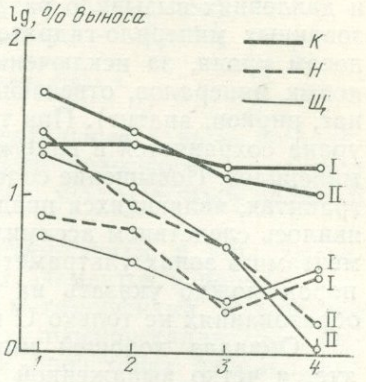


Рис. 15. Вынос металлов из тяжелых фракций пород в условиях кислой среды (К), нейтральной среды (Н), щелочной среды (Щ)

I — общий вынос всех металлов; II — вынос рудогенных элементов (без железа). *1* — песчаники, алевролиты и аргиллиты, соответствующие стадии длиннопламенных и газовых углей; *2* — песчаники, алевролиты и аргиллиты, соответствующие стадии полуантрацитов и антрацитов; *3* — гнейсы амфиболо-биотитовые; *4* — мигматиты плагиоклазовые

Подвижность урана при региональном метаморфизме выражена в постепенном снижении его содержания в породах терригенной и вулканогенной формаций от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Однако средние содержания не раскрывают сущности распределения и подвижности урана в породах, так как оно зависит от исходного содержания и форм нахождения его в различных породах. В породах основного и ультраосновного ряда наблюдаются низкие содержания урана независимо от условий метаморфизма. В терригенных породах содержание урана независимо от условий метаморфизма. В терригенных породах содержание урана значительно выше, чем в породах основного ряда, и оно меняется в значительных пределах в зависимости от условий метаморфизма пород (рис. 15).

Миграция урана в процессе регионального метаморфизма связана с дегидратацией пород и выносом урана метаморфическими растворами за пределы зоны метаморфизма. В осадочных породах, обычно гетерогенных по составу, рудогенные элементы находятся в обломках различных пород, акцессорных рудных и нерудных кластогенных минералах, они образуют самостоятельные аутигенные минералы, входят в состав молекулярно-пленочных растворов или, наконец, являются сорбцией нерудных минералов.

Воды поровых пространств, покидающие породы на низких ступенях метаморфизма, при относительно невысоких температурах (300—

400°С) экстрагируют значительную часть урана, находящегося в легкорастворимых соединениях и обладающих низкой теплоемкостью. С повышением метаморфизма уран частично изоморфно входит в кристаллические решетки новообразованных минералов, таких, как хлорит, биотит, амфибол, пироксен и другие, или он образует самостоятельные минералы-окислы, титанаты и силикаты. Эти последние часто создают пленки, заполняют поровые пространства породообразующих минералов. Образованию таких поровых тонкодисперсных агрегатов способствуют процессы бластеза — перекристаллизации породообразующих минералов, сопровождающиеся, как известно, самоочисткой минералов от посторонних примесей.

Выделение из пород гидроксильной воды при высоких температурах и давлениях вызывало разрушение кристаллических решеток новообразованных минерало-гидратов, что сопровождалось растворением и выносом урана, за исключением той его части, которая вошла в состав новых минералов, отвечающих новой фации метаморфизма (сфен, гранат, циркон, апатит). При таком преобразовании лишь небольшая часть урана сохраняется в виде изоморфных примесей в составе акцессорных минералов. Повышение содержания многих элементов в реоморфических гранитах, являющихся продуктами кристаллизации палингенной магмы, явилось следствием ассимиляции пород и обогащения рудогенными элементами в зонах ультраметаморфизма. По материалам кристаллических пород можно указать на концентрацию в этих гранитах и жильных образованиях не только U и Th, но и некоторых других элементов.

Обладая хорошей миграционной способностью, уран характеризуется четко выраженной закономерностью некоторой концентрации в конечных продуктах ультраметаморфизма и накоплением в постгранитизационных образованиях.

Из приведенного материала видно, что распределение урана в породах щита зависит прежде всего от его первичного содержания в исходных породах, форм нахождения и подвижности в процессе регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и реоморфизма.

В лабораториях ИГФМ АН УССР проведены экспериментальные работы по мобилизации металлов из осадочных и метаморфических пород водными растворами (Белевцев, Фоменко и др., 1972). Экспериментальной обработке подвергнуты песчаники, аргиллиты, алевролиты Донбасса. Одна группа этих пород отвечает самой низкой фации метаморфизма — длиннопламенных и газовых углей с температурой образования 40—90°С, а вторая — стадии полуантрацитов и антрацитов, соответствующей пумпелитовой фации метаморфизма с температурой образования 170—240°С (по данным М. Л. Левенштейна). Третьей группой пород были гнейсы амфибол-биотитового состава из Криворожского бассейна, четвертую составили плагиоклазовые мигматиты Мариупольского района.

Опыты проводились при 300° С и 300 кгс/см^2 давления в кислой, нейтральной и щелочной средах. Соотношение твердой и жидкой фаз составляло примерно 1 : 25. Опыты проводились до установления равновесия между твердой и жидкой фазами. Длительность опытов (100 часов) устанавливалась на основании специально проведенной серии опытов на равновесие. Наибольшая мобилизация рудогенных элементов получена в кислой среде — до 50—85% первоначального их количества из осадочных пород Донбасса, несколько ниже — из метаморфизованных в пумпелитовой фации пород Донбасса и еще ниже (15—22%) из гнейсов и мигматитов кристаллического щита (табл. 9).

Полученные экспериментальные данные о мобилизации металлов термальными растворами из осадочных и метаморфических пород подтверждают аналитические материалы о широкой подвижности рудогенных элементов при метаморфизме и ультраметаморфизме.

Таблица 9

Вынос рудогенных элементов из осадочных и метаморфических пород при обработке их растворами

Порода	Среда	Элементы*					
		$Fe_{общ}$	Mn	Ti	Ni	Co	Cr
Песчаники, алевролиты и аргиллиты Донбасса	Кислая	68,9	84,4	7,9	33,7	50,1	11,0
	Нейтральная	2,4	4,7	4,1	18,2	6,0	5,8
	Щелочная	0,3	3,3	1,1	9,5	13,4	10,7
Гнейсы и мигматиты Украинского щита	Кислая	52,6	22,6	15,3	—	—	26,5
	Нейтральная	8,1	1,8	0,3	—	2,5	1,8
	Щелочная	11,9	5,5	1,6	—	2,5	27,5

* В процентах к первоначальному количеству их в исходных породах.

Приведенные геологические и экспериментальные данные позволяют сделать некоторые выводы о подвижности рудогенных элементов при процессах прогрессивного метаморфизма, ультраметаморфизма и диафтореза.

1. Динамотермальный региональный метаморфизм и ультраметаморфизм вызывают перемещение рудогенных элементов в породах, которое усиливается с нарастанием процессов метаморфизма. Вследствие селективного растворения, частичной и полной перекристаллизации, выплавления и магматической кристаллизации происходит перемещение рудогенных элементов из зон высоких ступеней метаморфизма в зоны низких метаморфических фаций.

2. Перемещение рудогенных элементов при метаморфизме во многих случаях достигает 70—75% от первоначального содержания элементов в породе. Наблюдается направленный процесс обеднения рудогенными элементами продуктов ультраметаморфизма, пород эклогитовой и гранулитовой фаций и обогащение некоторыми из них пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Отдельные элементы вследствие своих химических особенностей приобрели способность накапливаться в породах различных ступеней метаморфизма. Длительная по времени и неоднородная по интенсивности миграция различных элементов привела к сложному распределению металлов в породах, не отвечающему их первоначальному содержанию.

3. В породах рудогенные элементы находятся в легкоподвижной форме в виде самостоятельных аутигенных минералов или входят в состав гидроокисных гидратных минералов в сорбированном состоянии и обогащают внутрипоровые молекулярно-пленочные растворы, что обусловило их подвижность на этапе диагенеза и на первых стадиях метаморфизма в связи с процессом дегидратации пород. В малоподвижной форме они входят изоморфно в кристаллические решетки различных, преимущественно темноцветных минералов (биотит, роговые обманки, хлорит и др.) и в неподвижной форме — в составе акцессорных минералов.

При метаморфизме происходит перераспределение химических элементов в минералах и меняются формы их нахождения, места пространственного размещения, создающие геохимические особенности метаморфических пород.

4. Рудогенные элементы, перемещенные метаморфическими растворами, накапливались в породах в виде промышленных месторождений, либо создавали метаморфические микрорудные фации, потенциально благоприятные для дальнейшей концентрации элементов до промышленных размеров.

5. Описанная закономерность перемещения элементов является главной причиной образования зоны, обогащенной рудогенными элементами, которая является потенциально рудоносной и перспективной для нахождения рудных месторождений на кристаллических щитах. Эта зона располагается в верхней части земной коры среди пород низких и средних ступеней метаморфизма. Для нее характерны промышленные месторождения, образованные в период регионального метаморфизма, а также гидротермальные — метаморфические и ультраметаморфические месторождения, образовавшиеся вследствие концентрации металлов микрорудных метаморфических фаций.

ПЕТРОХИМИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ВЫДЕЛЕНИЯ ФОРМАЦИЙ ПО СОСТАВУ ИСХОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В геосинклинальном развитии континентальной коры складчатого строения прослеживается закономерная эволюция как первичного состава терригенно-вулканогенных отложений, так и характера последующих процессов их изменения в результате метаморфизма и интрузивного магматизма. Эта эволюция вырисовывается в последние годы в связи с получением новых данных по геологии океанических регионов и областей их перехода к континентальным массивам. Новые данные позволяют более четко обрисовать начало развития эвгеосинклиналей, закладывающихся непосредственно на базальтовом (океаническом) основании. Это развитие начинается с формирования офиолитовых комплексов особого типа, сложенных толеитовыми базальтами повышенной магнезиальности, крайне бедными калием, хромитоносными гипербазитами, глубоководными кремнистыми отложениями и глинистыми осадками с относительно низким отношением $K_2O : Na_2O$. Петрологически они аналогичны «эмбриональным» офиолитовым формациям срединноокеанических хребтов (Hess, 1965), связанных с глобальной системой рифтовых структур. Эта аналогия выдерживается не только в отношении первичного состава отложений, но и в части метаморфизма, связанного с их последующей деформацией. Метаморфизмом (спилитизацией базальтов и их зеленокаменным перерождением) усиливается натриевый характер раннегеосинклинальных образований (Cann, 1969). В разрезах геосинклинальных систем они приурочены к внешним (наиболее океаническим) структурно-фациальным зонам, развиваясь, по-видимому, в связи с глубоководными желобами (Miyashiro, 1972). Эти зоны могут служить ареной накопления также мощных толщ обломочных пород, главным образом, грауваккового состава. Для них типично проявление натриевого глаукофанового метаморфизма.

Многие специфические черты раннегеосинклинальных образований прослеживаются в так называемых контрастных вулканических комплексах, в которых толеитовые базальты находятся в сочетании с кислыми дацитовыми или липаритовыми вулканитами. Образование их связано, по-видимому, с развитием рифтовых структур в участках относительно консолидированной сиалической земной коры. Наложение натриевого метаморфизма приводит к превращению вулканических образований в спилиты, альбитофиры и альбитовые зеленые сланцы.

Более зрелым стадиям геосинклинального развития отвечают пояса андезитового вулканизма, сопровождаемые накоплением более мощных толщ туфов и терригенных (глинистых) отложений. Они приурочены к геоантиклинальным поднятиям, окаймляющим со стороны континента структурно-фациальные зоны развития гипербазитов и толеитовых базальтов (офиолитовых альпинотипных комплексов). Примером может служить Новая Зеландия, в развитии которой, как и на других остров-

ных дугах Тихоокеанского кольца (Маракушев и др., 1971), прослеживается последовательное смещение геосинклинального режима от континента в сторону океана (рис. 16). Это смещение прослеживается по расположению пермских и меловых вулканических поясов, а в пределах каждой возрастной группы зафиксировано распределение изверженных пород по фациально-структурным зонам геосинклиналей: внешние (океанические) зоны представлены гарцбургит-толеитовыми ассоциациями (совместно с глубоководными осадками, спилитами, граувакками), затем следуют зоны развития лейкократовых базальтов и андезитов (в

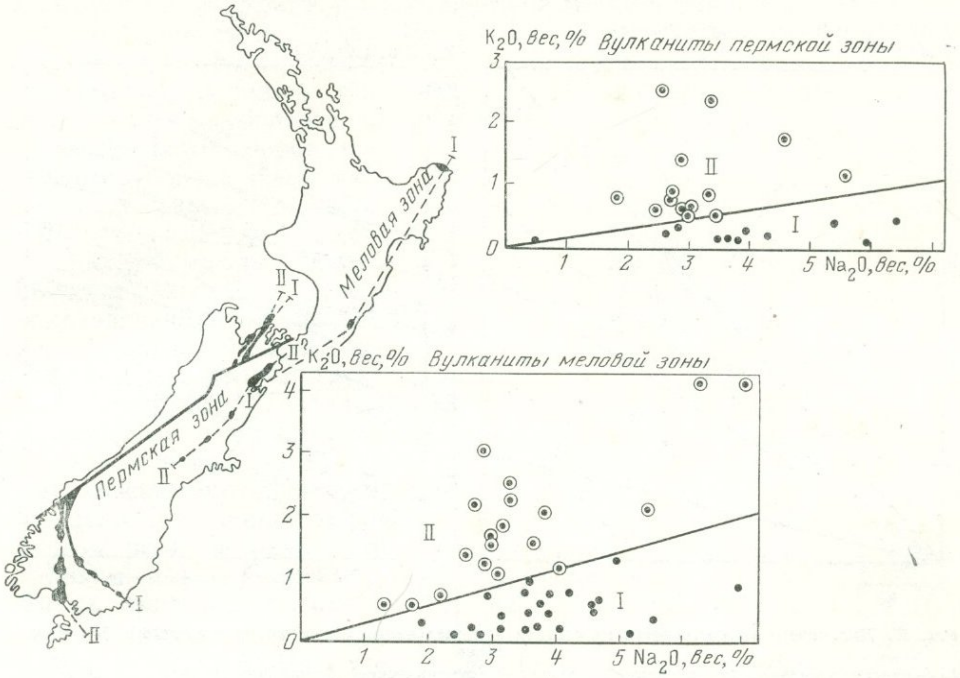


Рис. 16. Вулканические пояса Новой Зеландии пермского и мелового возрастов и характеристика пород по содержанию щелочей (Challis, 1968)

I — толеитовые базальты, спилиты, дунит-гарцбургитовые хромитоносные интрузии (офиолитовый альпинотипный комплекс); II — лейкократовые базальты и андезиты, щелочные базальты

меловой геосинклинали эти зоны совмещаются), дальше к континенту располагается область развития щелочного магматизма. В этой закономерности пространственного расположения изверженных серий (толеитовые базальты — лейкократовые базальты и андезиты — щелочные базальты) наряду с последовательным возрастанием в породах отношения $(K_2O+Na_2O) : SiO_2$ увеличивается также отношение $K_2O : Na_2O$. Это отношение может служить, таким образом, показателем положения базальтоидов в рассматриваемом эволюционном ряду, отвечающем развитию и консолидации подвижных зон.

В эмбриональные стадии эвгеосинклинального развития выплавляются толеитовые магмы, почти лишенные калия, как в пермском офиолитовом поясе. Они широко представлены также в срединноокеанических хребтах, в которых, как и в околоконтинентальных эвгеосинклинальных зонах, отвечают ранним, тектонически активным стадиям их развития и находятся в ассоциации с гипербазитами дунит-гарцбургитового ряда. Состав вулканических пород, обнаруживающий зависимость от тектонической активности подвижных зон, может служить хорошим показателем степени развития (зрелости) геосинклинальных систем, что на примере современного вулканизма было показано А. Миасиро (Miyashiro, 1972), с использованием данных которого составлены

графики, представленные на рис. 17. На них наглядно отражено изменение состава вулканических пород по мере перехода от рифтовых структур типа срединноокеанических хребтов и аналогичных им образований начала геосинклинального развития к геоантиклинальным поднятиям, характеризующимся развитием андезитового и затем щелочного вулканизма.

В тыловых (континентальных) структурно-фациальных зонах геосинклинальных систем накапливаются существенно терригенные и карбонатно-терригенные толщи, в которых вулканические образования (ос-

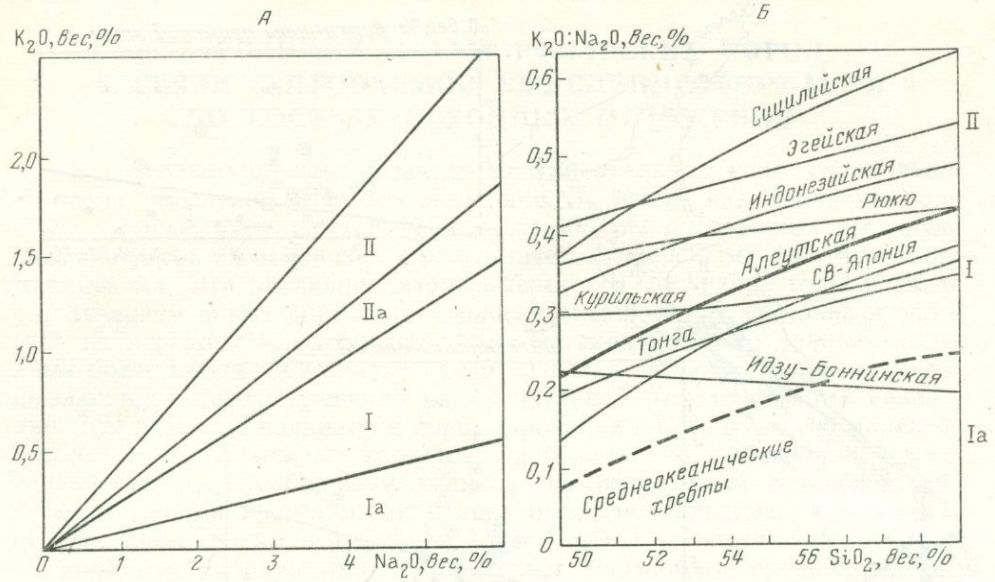


Рис. 17. Диаграммы петрохимического состава зон щелочного (*А*) и кремнекислотного (*Б*) вулканизма

Ia — срединноокеанические хребты, I — внешние (океанические) фациально-структурные зоны геосинклинальных систем (прилегают к глубоководным желобам), IIа — зоны переходного типа, II — зоны геоантиклинальных поднятий (на стадии андезитов и щелочных базальтов)

новные и кислые) играют подчиненную роль или отсутствуют. Глинистые отложения в их составе характеризуются в среднем более высоким отношением $K_2O : Na_2O$ по сравнению с отложениями терригенно-вулканогенных и гипербазит-вулканогенных (офиолитовых) геосинклинальных разрезов (рис. 18).

Исследование глубоко метаморфизованных геосинклинальных отложений, особенно широко развитых в докембрии, осложняется тем, что первичный состав их значительно изменен наложенными процессами метаморфизма и интрузивного магматизма. Они обусловлены дислокациями земной коры, которые проникают в глубины мантии и стимулируют восходящие потоки флюидов, без участия которых эндогенные процессы не происходят. Магматизм и метаморфизм отражают общий процесс восходящей миграции вещества. В развитии магматизма в глубинных зонах земной коры, как было показано Д. С. Коржинским, доминируют процессы магматического замещения, в результате которых толщи слоистых пород замещаются магматическими массами, которыми селективно усваивается часть компонентов замещаемых пород, а другая часть выносится потоками трансмагматических растворов. Развитие «корового» магматизма сопровождается наиболее интенсивной миграцией вещества. С магматическими массами, особенно кислого состава, связываются потоки охлаждающихся химически агрессивных растворов, которые, проникая во вмещающие породы, вызывают их интенсивное

преобразование (метасоматоз) с широким привносом — выносом компонентов. В метаморфических процессах, охватывающих нередко огромные объемы горных пород, метаморфизующие флюиды не обладают такой химической агрессивностью и изменение первичного состава пород более умеренно, хотя всегда имеет место. Метаморфические процессы с изменением в породах содержания только летучих компонентов (H_2O, CO_2, O_2 и др.) принято называть изохимическим метаморфизмом, а более существенные изменения первичного состава пород понижаются в ряду процессов: магматическое замещение — метасоматоз — аллохимический метаморфизм — изохимический метаморфизм.

На диаграмме (рис. 19) дается сопоставление в параметрах SiO_2 и (K_2O+Na_2O) метаморфических пород, а также осадочных образований и изверженных пород щелочноземельного ряда, входящих в состав геосинклинальных разрезов, подвергающихся метаморфизму. Метаморфические породы подразделяются на два ряда — щелочноземельных пород, в общем соответствующих в отношении указанных компонентов осадочным отложениям и геосинклинальным изверженным породам, и щелочных пород — продуктов резко выраженного аллохимического метаморфизма, для которых соответствие составов отсутствует. Необходимо отметить, что разграничение аллохимического и изохимического метаморфизма довольно условно, так как изохимического метаморфизма в строгом смысле этого понятия не существует. При метаморфизме горных пород всегда изменяется в них содержание не только летучих компонентов, причем не только петрогенных, но и рудных, содержащихся в виде примесей, например, золота (Моисеенко и др., 1971). Однако для определенных целей несущественными изменениями можно пренебречь и говорить об изохимическом преобразовании. В то же время, в числе метаморфических пород имеются разновидности, всегда образующиеся со значительными изменениями первичного химического состава пород, и пренебрежение этими изменениями ведет к неправильным представлениям о природе метаморфизма. Поэтому разделение метаморфических пород на аллохимический и изохимический типы в некоторых случаях может быть оправдано.

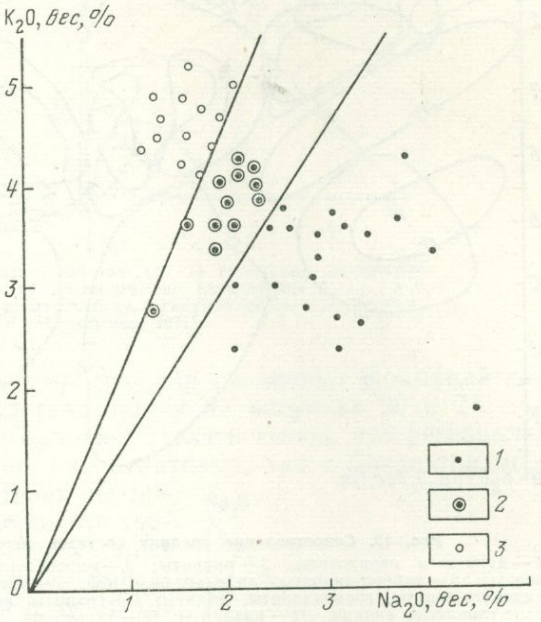


Рис. 18. Петрохимическая характеристика глинистых отложений структурно-фациальных геосинклинальных зон
1 — офиолитовые, *2* — терригенно-вулканогенные (андезитовые), *3* — терригенные

По кремнекислотности в ряду щелочноземельных пород различаются: группы серпентинитов, амфиболитов, тальковых сланцев, основных гнейсов, гнейсов, кварцито-гнейсов, а в ряду щелочных пород — группы хлоритовых и рибекитовых сланцев, глаукофановых сланцев, щелочных жадеититов и щелочных гнейсов и кварцито-гнейсов.

Переход к щелочным породам в метаморфических образованиях выражается появлением таких минералов, как глаукофан (глаукофановые сланцы) и другие амфиболы повышенной щелочности (щелочные амфи-

болиты), жадеит и омфацит (в жадеититах и эклогитах), эгирин и рибекит (щелочные гнейсы и альбититы), нефелин (щелочные кристаллические сланцы) и т. д. К этому ряду относятся многие метаморфические породы, богатые альбитом, серицитом, биотитом, а также хлоритовые породы, обедненные кремнеземом в результате десиликации. Щелочные метаморфические породы разделяются по содержанию кремнезема на ряд групп. На диаграмме отражено соответствие их ультраосновным, основным, средним и кислым породам щелочноземельного ряда. Переход между породами основного и среднего состава отвечает интервалу

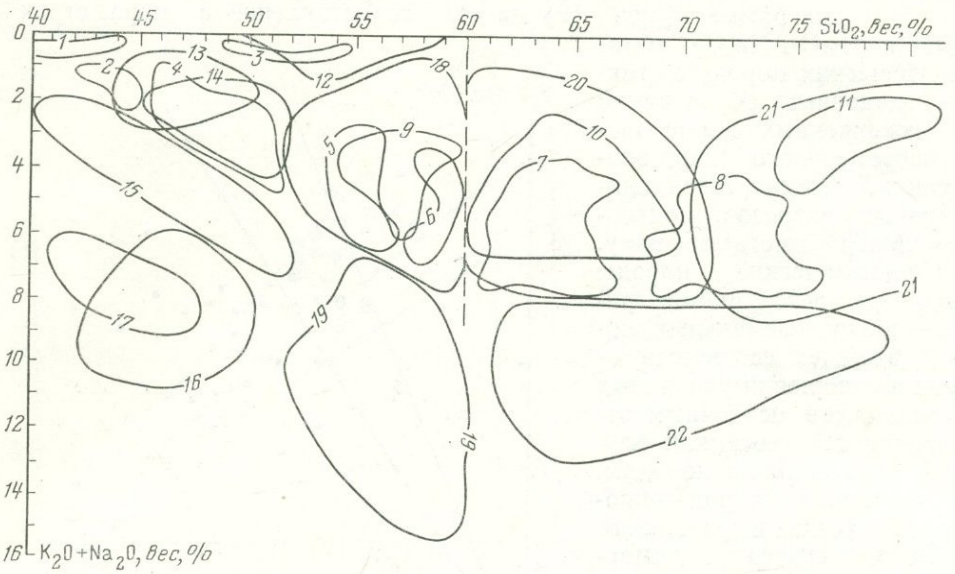


Рис. 19. Сопоставление средних составов пород геосинклинальных формаций

1 — дуниты и перидотиты; *2* — пикриты; *3* — пироксениты; *4* — габбро, нориты, анортозиты, базальты; *5* — габбро-диориты, андезито-базальты; *6* — диориты, андезиты; *7* — кварцевые диориты, андезито-дациты, гранодиориты, дациты; *8* — граниты, липариты; *9* — глинистые сланцы; *10* — песчано-глинистые сланцы; *11* — кварциты; *12* — тальковые, актинолитовые и антофиллитовые сланцы; *13* — эклогиты включений в кимберлитах, базальтах, гипербазитах; *14* — амфиболиты и эклогитовые породы гранулитовых и амфиболитовых комплексов; *15* — щелочные амфиболиты, эклогиты глаукофановых поясов, глаукофановые сланцы и спилиты; *16* — серицитовые мусковитовые и парагонитовые сланцы; *17* — эгириновые и родузитовые альбититы; *18* — основные гнейсы и кварцевые амфиболиты; *19* — жадеитовые породы, щелочные гнейсы, эгиринефелиновые кристаллические сланцы и эгириновые и родузитовые альбититы; *20* — гнейсы биотитовые, мусковитовые, роговообманковые, пироксеновые, силлиманитовые; *21* — гелефлинты, лептиты, биотитовые и слюдяные кварцито-гнейсы и гранито-гнейсы; *22* — щелочные рибекитовые гнейсы, лептиты и гелефлинты, глаукофановые альбититы

кремнекислотности 52—60% SiO_2, к которому относятся породы, промежуточные между амфиболитами (45—52% SiO_2) и типичными гнейсами ($SiO_2 > 60\%$). Это кварцевые амфиболиты, пироксеновые и амфиболовые меланократовые гнейсы, а также гнейсы, богатые кордиеритом, гранатом, силлиманитом, глинистые сланцы, филлиты, тальковые сланцы. Гнейсы, относящиеся к этой группе, предлагается выделить под особым названием основных гнейсов, чтобы отличать их от типичных гнейсовых пород, характеризующихся высокой кремнекислотностью. Наиболее яркими примерами аллохимического метаморфизма являются развитие щелочной минерализации (эгириновой, рибекитовой, родузитовой) в толщах железистых кварцитов, образование глаукофановых сланцев и подчиненных им щелочных эклогитов в офиолитовых (альпинотипных) поясах, появление жадеита и альбита в дунит-гарцбургитовых гипербазитовых комплексах и т. д.

Метаморфические горные породы, которые на диаграмме (см. рис. 19) соответствуют по составу исходным изверженным и осадочным породам (продукты «изохимического» метаморфизма), при более де-

тальном рассмотрении обычно обнаруживают закономерные петрохимические отличия. Показательны, в частности, различия исходных и метаморфических пород по соотношению щелочных металлов. В общем метаморфические породы, рассматриваемые в целом, характеризуются более высоким отношением $Na_2O : K_2O$ по сравнению с исходными оса-

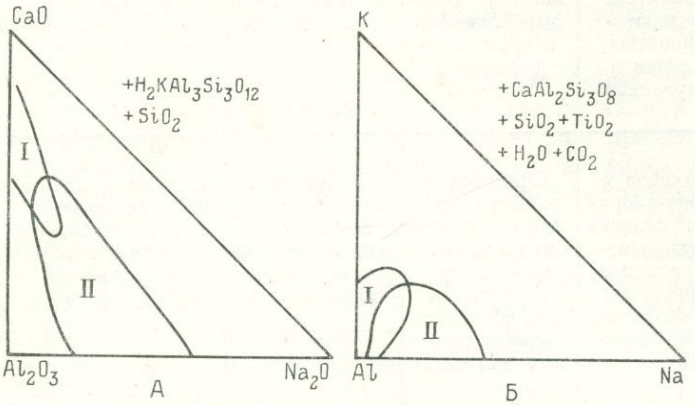


Рис. 20. Сопоставление состава базальтов (А, I) глинистых отложений (диаграмма Б, I) и продуктов их метаморфизма (диаграммы А, Б, II) в метаморфических формациях плагиогнейсов, глаукофановых и зеленых сланцев (Маракушев, 1971)

дочными и изверженными породами, что для различных формаций характеризуются графиками, представленными на рисунках 20 и 21.

Петрохимические данные позволяют сделать вывод, что региональный метаморфизм ранних этапов как пелитовых, так и базальтоидных пород происходил под воздействием натриевых флюидов, вероятно, подкорового происхождения. Диапазон изменения состава метаморфических пород выходит за пределы, которые определяются для геосинклинальных отложений различного типа. В то же время, очевидно, что изменения химического состава пород при метаморфизме не столь значительны, чтобы полностью затушевать первичные петрохимические различия отложений главных типов геосинклинальных разрезов, которые, как отмечалось, можно расположить в ряд последовательного повышения роли терригенных (глинистых) отложений и сокращения значения основного вулканизма: офиолитовые (альпинотипные) — зеленокаменные альбитофиро-спилитовые (вулканогенные) — терригенно-вулканогенные (андезитовые) геосинклинальные — терригенные. Они находятся в сложных взаимоотношениях, но в общем прогрессивном развитии континентальной земной коры существенно вулканогенные формации (расположенные в начале ряда) предшествуют развитию более терригенных формаций и нередко служат складчатым основанием, на котором они развиваются.

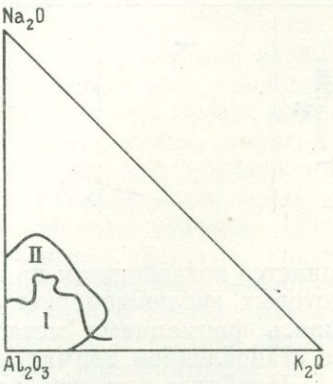


Рис. 21. Сопоставление состава высокоглиноземистых глин (I) и метаморфических пород (II) (Кулиш и др., 1968)

Систематика метаморфических формаций, приводимая в табл. 10, отражает первичный состав геосинклинальных отложений и геохимическую специфику метаморфизма на различных стадиях развития подвижных зон. В пределах каждой структурно-фациальной зоны, характеризующейся специфическим геосинклинальным разрезом, метаморфизм на-

Таблица 10

Группы метаморфических формаций по типам геосинклинальных разрезов

Стадия развития метаморфизма и магматизма	Дунит-гарцбургитовых гипербазитов, базальтов, кремнисто-глинистых сланцев и граувакков	Дунит-верлитовых гипербазитов, базальтов, андезит-базальтов и кремнисто-глинистых сланцев	Вулканогенные (габброидов, базальтов, дацитов, глинистых сланцев)	Терригенно-вулканогенные (андезитовые)	Терригенные и карбонатно-терригенные
Ранняя (догранитна) А	Спилитов и альбит-хлоритовых сланцев, глаукофановых сланцев, гранатовых амфиболитов, альмандиновых эклогитов	Спилитов и альбит-хлоритовых сланцев, глаукофановых сланцев, гранатовых амфиболитов, альмандиновых эклогитов	Спилитов и альбитофиров, зеленых сланцев, амфиболитов, гранатовых амфиболитов	Зеленых сланцев, гранатовых амфиболитов, эклогитовых кристаллических сланцев	—
Плагиогранитная Б	Наложенных плагиогнейсов и плагиогранитов, биотитовых сланцев	Наложенных плагиогнейсов и плагиогранитов, биотитовых сланцев	Наложенных плагиогнейсов и плагиогранитов, биотитовых сланцев	Плагиомигматитов и плагиогнейсов — амфиболовых, биотитовых, гиперстеновых (гранатовых эндербитов)	Ранних локально проявленных плагиогнейсов
Гранитная В	—	—	—	Наложенных гнейсов и мигматитов	Мигматитов и калиевых гнейсов — биотитовых гиперстеновых (гранатовые чарнокиты)

чинается воздействием на породы наиболее натриевых растворов, состав которых эволюционирует в направлении усиления роли калия, завершаясь формациями метаморфических пород, генетически связанными со становлением нормальных (калиевых) гранитоидов.

Наиболее глубокое развитие метаморфических комплексов прослеживается в докембрийских щитах и кристаллических массивах типа Алданского щита. Благодаря широкому развитию гранитизации и связанного с ней аллохимического метаморфизма различия метаморфических формаций по исходному составу геосинклинальных отложений здесь существенно затушевываются и в некоторых случаях становятся неразличимыми. Преобладают в основном две формации — плагиогнейсов (эндербитов), приуроченных к вулканогенным комплексам (разрез по р. Учур) и калиевых гнейсов (гранатовых чарнокитов), связанных с существенно терригенными геосинклинальными разрезами (иенгрская серия Алданского щита и др.). В особо глубоко эродированных структурах типа сутамского и курультино-гонамского комплексов (Маракушев, 1965) намечается переход к офиолитовым формациям, что фиксируется появлением продуктов метаморфизма гипербазитов и возрастанием магнезиальности основных кристаллических сланцев, образовав-

шихся на месте толеитовых базальтов. Одновременно возрастает роль эклогитовых кристаллических сланцев, в которых железистость граната снижается до 45—50%.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ КАК ИНДИКАТОРЫ ПЕРЕХОДА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ

Изучение процессов преобразования осадочных пород, получившее в течение последних лет широкое распространение сначала в СССР, а позднее и за рубежом, является важным для познания процессов метаморфизма и, в частности, «снятия» метаморфизма, а также для выявления дометаморфических аналогов метаморфических образований (Сидоренко, 1963).

Особенности переработки различных петрографических типов терригенных пород на разных уровнях регионального эпигенеза нашли свое выражение в выделении фаций регионального эпигенеза, которые позволили как бы сомкнуть главнейшие химико-петрографические семейства терригенных пород с родственными фациями регионального метаморфизма (Коссовская, Шутов, 1963). Было установлено, что процесс регионального эпигенеза приводит к постепенному стиранию специфики первичного петрографического состава полимиктовых пород, и на уровне верхней зоны фации зеленых сланцев появляется единая хлорит-мусковит-кварц-альбитовая ассоциация. Только в тех породах, в которых присутствовал свежий алюмосиликатный материал (Ca—Na — плагиоклазы, вулканическое стекло, вулканогенные граувакки и аркозы гранодиоритового состава), способна появиться цеолитовая фация, сменяющаяся на уровне метагенеза пренит-пумпелиитовой и далее типичной эпидот-альбит-мусковит-хлоритовой ассоциацией.

Последние годы в лаборатории осадочной минералогии ГИН'а специальное внимание было уделено граувакка м — очень широко развитым породам миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных областей, представляющих, как известно, большой интерес как возможно изначальные породы параамфиболитов. Разработана не только петрографическая, но и петрохимическая классификация граувакк, прослежена специфика их изменения в аридной и гумидной климатических зонах и исследование этих изменений вплоть до фации зеленых сланцев (Шутов и др., 1972; Шутов, 1973). Как этого и следовало ожидать, граувакки в общем «уложились» в особенности эпигенетического преобразования, свойственные полимиктовым породам в целом. Однако изучение граувакк выявило одну интересную особенность. В единой кварц-мусковит-хлорит-альбитовой фации, свойственной полимиктовым песчаным породам, обособились определенные типы. Если кислые аркозы и литокластические граувакки дают ассоциацию с ярким преобладанием мусковитовой слюды и кварца, то в граувакках, начиная от кислых фельзит-альбитофировых и кончая диабаз-спилитовыми, над кварцем преобладает альбит. Дело в том, что в валовом химическом составе изученных осадочных граувакк отношение Na_2O/K_2O примерно в 2—3 раза больше в граувакках гумидного климата и примерно в 4—5 раз больше в граувакках аридного климата. На верхнем уровне фации зеленых сланцев очень интенсивно развивается альбитизация, сообщающая определенную специфику продуктам эпигенетического изменения собственно осадочных граувакк.

По-видимому, эти данные существенно ограничивают представления о необходимости привлечения Na-метасоматоза для объяснения формирования метаморфических пород. Любопытно еще добавить, что в аридных терригенно-карбонатно-сульфатных формациях бурно раз-

вивается анальцим, заимствующий натрий (при наличии легко разлагающегося алюмосиликатного материала) из седиментационных растворов бассейнов осадконакопления (Kossowskaya, 1973). В глубинном эпигенезе анальцим легко превращается в новообразованный альбит, увеличивая долю альбитизации, возникающей за счет раскристаллизации обломков стекловатого базиса безанальцимовых граувакк гумидного климата. Несколько увеличивается в граувакках аридного климата роль магния и железа. Однако эти изменения наиболее выразительно выявляются не в общем валовом химическом составе граувакк, а в кристаллохимических особенностях новообразованных глинистых минералов: гидрослюд и особенно хлоритов. Эта специфика ранних этапов формирования минералов, по-видимому, способна наследоваться довольно длительно на разных стадиях преобразования пород вплоть до метаморфизма.

Как известно, глинистые минералы в исследованиях по региональному эпигенезу широко использовались как индикаторы, чутко реагирующие на изменение температур и давлений по мере погружения осадочных пород в более глубокие зоны. Эти данные, полученные как на природных объектах, так и экспериментальным путем, широко известны в литературе (Коссовская, Шутов, Дриц, 1964; Шутов и др., 1966; Шутов, Дриц, Сахаров, 1971; Коссовская, Дриц, 1971; Франк-Каменецкий, Котов, Гойло, 1969, 1972). Однако характер преобразования слоистых силикатов прослежен в основном только до низшей ступени регионального метаморфизма — верхних горизонтов фации зеленых сланцев.

В данной работе мы остановимся на кристаллохимических особенностях двух типов слоистых силикатов: диоктаэдрических слюд и хлоритов. Оба минерала образуются в геологических обстановках с широким диапазоном значений температур и давлений, начиная от диагенеза и кончая региональным метаморфизмом.

Попытаемся рассмотреть диоктаэдрические слюды и хлориты в двух аспектах: а) выяснение общих закономерностей кристаллохимической эволюции структуры минералов в процессе повышения температур и давлений в эпигенезе и региональном метаморфизме, вплоть до пределов возможного существования минерала; б) выяснение возможностей использования данных минералов как определенных индикаторов седиментогенных и магматогенных пород. Разумеется, последняя возможность может быть реализована только как еще один дополнительный признак в общем комплексе литолого-петрографических исследований, предусмотренных при реконструкции первичного происхождения метаморфических пород (Сидоренко и др., 1971).

Диоктаэдрические гидрослюды являются одними из самых распространенных минералов осадочных пород. Среди осадочных аутигенных слюд в породах, не измененных глубинным эпигенезом, существует три группы: Al-гидрослюды, или иллиты, глаукониты и промежуточная группа Fe-иллитов, связанная с терригенно-эвапоритовыми формациями.

Общими особенностями гидрослюд, образующихся в диагенезе, являются: низкий тетраэдрический заряд (от 0,2—0,6), т. е. высокое содержание Si в тетраэдрах; политипные структуры 1Md, отличающиеся слабой упорядоченностью; присутствие разбухающих слоев в структуре; высокое содержание двухвалентных катионов (Коссовская, Дриц, 1971). Все эти особенности являются унаследованными от первичной фазы монтмориллонита, которую, по-видимому, проходят все гидрослюды при своем формировании в диагенезе и раннем эпигенезе. При переходе к зоне глубинного эпигенеза наблюдается постепенное увеличение тетраэдрического заряда (0,55—0,9), появление упорядоченных структур 1M и далее $2M_1$, исчезновение разбухающих промежутков. В метаморфических породах мусковиты всегда относятся только к политипу $2M_1$, отли-

чаются высоким зарядом (не менее 0,8) и существенной «очисткой» октаэдров от окисного железа и двухвалентных катионов (Коссовская, Дриц, 1971). Интересный материал, позволяющий проследить историю мусковита в метаморфических породах, получен группой итальянских исследователей (Capriani, Sassi, Scolari, 1971). Их выводы базируются на статистической обработке около 400 анализов мусковитовых слюд, связанных с различными фациями метаморфизма, начиная от субфаций кварц-альбит-эпидот-мусковитовой и кончая силлиманит-альмандиновой (всего выделяется семь групп, охватывающих низкие, средние и высокие ступени метаморфизма, вплоть до ортоклазовой изограды).

Полученные результаты позволяют проследить кристаллохимическую эволюцию мусковита, являющегося, как известно, «проходным» минералом, свойственным всем стадиям регионального метаморфизма (Винклер, 1969). Самым важным является то, что изменения, начавшиеся еще в собственно осадочном процессе, продолжаются на всех стадиях метаморфизма. Сущность этих изменений заключается в том, что по мере возрастания температур уменьшается содержание Si и Fe, увеличивается тетраэдрический заряд, уменьшается количество двухвалентных катионов. В силлиманит-альмандиновой фации перед своим исчезновением и появлением ортоклаза мусковит приближается к идеальной формуле. Мусковиты гранитов и пегматитов существенно отличаются от мусковитов метаморфических пород и имеют собственные поля распространения. Авторы предлагают использовать определенные пределы степени «чистоты» мусковитов для картирования фаций регионального метаморфизма.

Таким образом, группа диоктаэдрических слюдистых минералов, так широко развитая начиная от осадочных и кончая глубоко метаморфизованными породами, является тончайшим кристаллохимическим индикатором, сохраняющим четкую направленность изменений своей структуры на всех этапах эпигенеза и метаморфизма.

Весьма интересно, что тенденция приобретения Al-четвертной координации (т. е. увеличения тетраэдрического заряда), хорошо известная для минералов высокотемпературного метаморфизма, начинается на самых ранних этапах эпигенеза не только в перестройке характера гидрослюд (иллитов), но еще при гидрослюдизации монтмориллонита в зоне начального эпигенеза.

Хлориты. Это обширное и кристаллохимически очень разнообразное семейство минералов развито в породах самого различного генезиса. Хлориты постоянно присутствуют в осадочных породах, испытавших эпигенетические преобразования, очень широко развиты в породах фации зеленых сланцев, возникших как за счет первично осадочных, так и первично магматических образований, являются постоянными компонентами продуктов изменения основных и ультраосновных пород, повсеместно связаны с различными типами железных руд, широкое распространение имеют среди различных гидротермальных образований.

Этой сложной группой минералов занимались многие исследователи, предложившие несколько классификаций, в которых были сделаны попытки выявления коррелятивных зависимостей между составом хлоритов и условиями их образования (Сердюченко, 1953; Иванова, 1949; Кепежинскас, 1965; Foster, 1962). Во всех классификационных схемах были выделены три основных группы: магнезиальные хлориты, железисто-магнезиальные и железистые. Хотя эти группы были выделены совершенно правильно, в их генетической интерпретации оставалось много неясного.

Более подробное изучение хлоритов, связанных с породами, принадлежащими к определенным генетическим типам, показало, что кристаллохимические особенности этих минералов содержат еще много индикаторных возможностей, отражающих условия их возникновения.

Всеми исследователями считалось, что для осадочных пород типичны только железистые хлориты, богатые трехвалентным железом. Mg-хлориты связывались обычно с продуктами разрушения ультрабазитов и серпентинитов. Известно также, что высокая магнезиальность является типичной особенностью хлоритов наиболее высокотемпературных субфаций фации зеленых сланцев. Оказалось, что эти данные не совсем точны. Удалось установить, что чисто магнезиальные аутигенные хлориты являются очень типичными минералами совершенно неизмененных эпигенезом осадочных пород терригенно-эвапоритовых формаций (Lucas, 1962). Они распространены в широком диапазоне хемогенных и хемогенно-терригенных пород, начиная от гипсов и кончая солями. Mg-хлориты эвапоритовых формаций встречаются всегда в тесном парагенезе с высокожелезистыми гидрослюдами (Коссовская, Дриц, 1971).

Кристаллохимическая характеристика магнезиальных хлоритов эвапоритов существенно отлична от минералов этой же группы, формирующихся по ультрабазитам. Основное отличие — это суммарное содержание Al (локализующегося как в октаэдрах, так и в тетраэдрах), всегда превышающее 2,2 и позволяющее весьма четко разграничивать эти два генетически отличные типа чисто магнезиальных хлоритов (Коссовская, Дриц, 1973).

Группа железисто-магнезиальных хлоритов чрезвычайно широко распространена среди различных осадочных и осадочно-метаморфических пород. Достаточно широко эти минералы встречаются так же как продукты зеленокаменного изменения диабазов, спилитов, андезитов и базальтов. Однако железисто-магнезиальные хлориты, связанные с осадочными и осадочно-метаморфическими породами, отличаются также гораздо более высоким содержанием Al по сравнению с хлоритами этой же группы, образующимися по магматическим породам.

По-видимому, высокое содержание Al в хлоритах может служить определенным индикаторным признаком их происхождения из первично осадочных пород. В этом случае высокое содержание Al обеспечивается глинистыми минералами, за счет преобразования которых образуются хлориты. Процессы эти носят, скорее всего, стадийный характер, однако не исключено и синтетическое происхождение части хлоритов. Преобразования каолинита в хлорит при эпигенезе описаны Фухтбауэром (Füchtbauer, 1963), монтмориллонита — в хлорит — Коссовской (1962). С большой легкостью переход глинистых минералов в хлорит был осуществлен при различных экспериментальных исследованиях (Франк-Каменецкий и др., 1969, 1972).

В магматических породах «сырьем» для образования хлоритов служат, прежде всего, фемические компоненты и стекловатый базис, в которых содержание Al, естественно, существенно меньше, чем в глинистых минералах. Вторым индикаторным признаком первично осадочной природы метаморфических пород может явиться обязательный парагенез хлоритов с диоктаэдрическими слюдами, присутствующими в сопоставимых количествах.

Сочетание высокомагнезиальных безжелезистых хлоритов с железистыми мусковитами является не только указателем первично осадочного генезиса пород, но может свидетельствовать об аридном климате, в котором проходило накопление осадков. В этом отношении парагенез магнезиальный хлорит+железистый мусковит является таким же индикатором контрастных обстановок аридного климата, каким является парагенез кварц+диккит→пирофиллит→кианит для гумидного (Шутов, 1973; Шутов, Александрова, Лосиевская, 1966).

Таким образом, если рассмотрение динамики кристаллохимических преобразований диоктаэдрических слюд позволило, как в определенном фокусе, очень детально проследить все нюансы эволюции от монтмориллонита через гидрослюды к мусковитам метаморфических пород и да-

лее к гранитоидам, то хлориты показали, что ими можно пользоваться, как индикаторами седиментогенных и магматогенных пород и даже климатических обстановок формирования первично осадочных пород.

Однако этим не исчерпывается информация, которую можно получить из анализа кристаллохимических свойств хлоритов. Хлориты, так же как слюды, несут следы последовательных преобразований на различных этапах эпигенеза и метаморфизма. Эти трансформации запечатлеваются как в изоморфных, так и в полиморфных изменениях.

Одним из характерных процессов, начинающихся в эпигенезе и развивающихся в метаморфизме, является переход окисных форм железа в минералах в закисные. Эта закономерность очень наглядно проявляется на примере магнезиально-железистых хлоритов — самой распространенной группы этого семейства минералов. Хлориты зоны диагенеза — начального эпигенеза содержат такие высокие количества трехвалентного железа в октаэдрах, что, вероятно, принадлежат к типу ди-триоктаэдрических хлоритов, в которых триоктаэдрическими являются бруситовые слои. По мере перехода к породам глубинного эпигенеза и далее к фации зеленых сланцев очень отчетливо уменьшается содержание в октаэдрах Fe^{3+} и возрастает Fe^{2+}. Столь же отчетливо наблюдается постепенное возрастание содержания Mg в структуре хлоритов. Этот процесс начинается еще в собственно осадочных породах при процессах глубинного эпигенеза и метагенеза (Карпова, 1965, 1972; Муравьев, Салынь, 1971; Шутов и др., 1972). Он последовательно возрастает при метаморфизме до нижних горизонтов фации зеленых сланцев вплоть до появления граната в эпидот-альбит-альмандиновой фации, где железисто-магнезиальный хлорит разрушается, а появляется альмандин и Mg-хлорит: Fe-Mg-хлорит+кварц→альмандин+Mg-хлорит.

Полиморфные изменения хлоритов при эпигенезе и метаморфизме были впервые детально рассмотрены Б. Брауном и С. Бейли (Brown, Bailey, 1962) и позднее Г. В. Карповой (1965, 1972). В неизмененных осадочных породах хлориты относятся к политипу *Ib*, $\beta=97°$; в условиях повышающихся температур и давлений последовательно появляются политипы: *Ib*, $\beta=90°$, *IIb*, $\beta=97°$. В метаморфических породах присутствует хлорит только политипа *IIb*, $\beta=97°$, отличающийся наибольшей стабильностью.

Приведенные материалы для двух семейств слоистых силикатов — диоктаэдрических слюд и хлоритов, конечно, далеко не исчерпывают всех возможностей, которые содержит исследование кристаллохимии отдельных минералов с целью их использования как индикаторов типов и стадий метаморфизма.

Весьма перспективным, как это показал И. М. Симанович (1969), является изучение кварца. Этому автору удалось проследить особенности изменений структурных дислокаций в кварце, начиная от ранних этапов эпигенеза вплоть до амфиболовой фации метаморфизма. Очень интересные данные были получены группой авторов, изучавших кристаллохимические особенности графита при разных типах и на разных уровнях метаморфизма (Блюман, Дьяконов, Красавин, 1972). Ими было установлено, что графит в породах низших стадий метаморфизма характеризуется трехмерной неупорядоченной структурой. По мере нарастания метаморфизма наблюдается постепенное упорядочивание структуры вплоть до появления полностью упорядоченного графита в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций. Графит в породах, подвергшихся контактовому метаморфизму, характеризуется лишь двухмерной упорядоченной структурой.

Возвращаясь к изложенным выше материалам, необходимо подчеркнуть следующее. Динамика кристаллохимической трансформации и сущность происходящих преобразований подробно прослежены только для слоистых силикатов, начиная от осадочных пород вплоть до низших

ступеней регионального метаморфизма, охватывающих фацию зеленых сланцев. Последующие преобразования, начинающиеся с амфиболитовой фации, фиксируются в основном только самим фактом появления новых минералов. Постепенная смена слоистых структур ленточными, свойственными амфиболам, и далее цепочечными, свойственными пироксенам, кристаллохимически пока не исследована. Это, несомненно, очень перспективное направление, которое ожидает постановки специальных исследований. Большая перспективность этого направления подтверждается полученными недавно экспериментальными результатами, показавшими возможность синтеза нового структурного типа силикатов, представляющего как бы промежуточное звено между слоистыми и цепочечными силикатами. Если пироксены образованы отдельными цепочками Si-тетраэдров, а амфиболы — лентами из двух пироксеновых цепочек, то основу этой структуры составляют ленты, состоящие из трех цепочек, соединенных между собой атомами кислорода (Гончаров и др., 1972; Дриц и др., 1974).

Специфика хлоритов в первично осадочных и первично магматических породах дает основание предположить, что кристаллохимия минералов в ряду: хлорит→амфибол→пироксен при прогрессивном метаморфизме будет отличаться от обратного регрессивного ряда видоизменения основных магматических пород.

Детальное изучение кристаллохимии определенных рядов минералов, специально проведенное на геологически ясных объектах — сериях последовательного перехода осадочных и магматических пород в метаморфические, может оказаться в комплексе с геологическими и геохимическими признаками (Сидоренко и др., 1971) важным критерием для снятия метаморфизма и диагностики седиментогенных и магматогенных пород.

ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ И ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ СТРУКТУРНЫХ ЯРУСОВ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНЫ

Исходя из относительной подвижности участков земной коры, выделяются геологические формации подвижных геосинклинальных зон и формации платформ. Для последних следует различать формации платформенного чехла погруженных платформ и формации активизированных участков платформ, переходящих к подвижным зонам. В подвижных зонах обособляются формации собственно геосинклинального и орогенного этапов.

В учении о геологических метаморфизованных формациях возникает ряд общетеоретических вопросов о закономерностях их образования в зависимости от разных тектонических режимов и структурных особенностей подвижных зон. Основное внимание при изучении формаций должно уделяться выявлению геохимического поведения рудных элементов и их минералов — концентраторов, направленного на установление природы металлоносности: осадочно-терригенной (золото, уран, алмазы), вулканогенно-хемогенной (железисто-кремнистой и колчеданной), вулканогенно-гидротермально-метасоматической (никель, кобальт, золото, полиметаллы), первично вкрапленной вулканогенной (никель, медь), постскладчатой метаморфической, метасоматической (золото, никель, кобальт, медь, полиметаллы, вольфрам, молибден).

Для Украинского кристаллического щита характерно развитие многих геосинклинальных циклов, геологические формации которых сохраняются от гранитного замещения в различных структурных зонах, представленных синклинориями. При инъекциях и ассимиляции гранитами лучше сохраняются те геологические формации, которые находятся в

необращенных синклиналях в условиях ступеней метаморфических сланцев, роговиков и микрогнейсов.

В пределах этих метаморфических осадочных и осадочно-вулканогенных формаций сосредоточены рудные минеральные накопления, образовавшиеся как во время становления этих формаций в доскладчатый период, так и возникшие вследствие метаморфизма, метасоматоза и гранитных воздействий при складкообразовании и переходе геосинклинальной области в складчатую зону.

Типы метаморфических формаций Украинского щита. В изучении метаморфизованных формаций складчатых областей Украинского щита и их потенциальной металлоносности на протяжении последних трех десятилетий достигнуты значительные успехи, позволившие установить следующие их типы: осадочно-вулканогенные и инициальные ультрабазитовые, метабазит-спилитовые, кератофиро-порфиро-лептитовые, железисто-кремнисто-джеспилитовые, осадочно-вулканогенно-марганцевые формации, груборитмичные вулканогенно-терригенные, ритмичные терригенные флишоидные, песчано-конгломератовые и молассовые, глинисто-карбонатные, монотонные аспидно-гнейсовые (глинисто-мергелистые) формации.

Среди этих формаций наблюдается ряд рудоносных перспективных формаций. Ниже описаны наиболее полно изученные железистокремнистые формации Украинского щита, ультрабазитовые, метабазитовые, кератофиро-лептитовые, груборитмичные терригенно-вулканогенные, ритмичные терригенные, глинисто-карбонатные формации и некоторые их разновидности.

Железисто-кремнистые формации. В Украинском щите наблюдаются следующие железорудные пояса, приуроченные к синклинориям, в которых развиты железисто-кремнистые формации: Конкско-Белозерский (2700—3500 млн. лет), Базавлукский (2300—2700 млн. лет), Орехово-Павлоградский (2000—2300 млн. лет), Корсакский или Западно-Приазовский (2300—2800 млн. лет), Мангушский или Восточно-Приазовский (1700—2000 млн. лет), Криворожско-Кременчугский, Каневско-Трахтомировский и Ананьевский (предположительно 200 млн. лет) и Володарский (2600 млн. лет).

Нами выделены следующие типы железистых формаций: железисто-кремнисто-сланцевый, железисто-кремнисто-сланцево-кератофировый (джеспилито-лептитовый), железисто-кремнисто-метабазитовый и железисто-кремнисто-ультрабазитовый. Из них промышленное значение имеют железисто-кремнисто-сланцевый и железисто-кремнисто-сланцево-кератофировый типы формации, отличающиеся большой насыщенностью и большой устойчивостью по простиранию железисто-кремнистых отложений.

Среди железисто-кремнистых формаций Украины не изучены и не оценены железисто-кремнистые формации Сурской синклинали Орехово-Павлоградского синклинория и Гуляйпольской синклинали. Не вскрыты совсем потенциально рудоносные аномальные полосы Ананьевской и Каневско-Трахтомировской зон.

Ультрабазитовые формации. Важное место среди рудоносных формаций докембрия занимают ультрабазитовые формации, представляющие собой метаморфизованные ультраосновные магматогенные продукты пикритовых лав, их туфов, тел дунитов, перидотитов и пироксенитов.

Ультрабазиты магнезиального ряда содержат в исходном составе силикатов Ni — до 0,5—0,1% и Co — до 0,05—0,01%. При метасоматической переработке, карбонатизации и окварцевании происходит вынос сульфидно-мышьяковых соединений никеля и кобальта наряду с отложением сульфидов железа и меди. Нередко наблюдается концентрация хрома. При процессах калиевого метасоматоза, выщелачивания и грей-

зенизации ультрабазитов возникают реакционные серии сланцев, образующих слюдяные метасоматиты и вермикулитовые месторождения.

В украинском докембрии можно выделить следующие типы ультрабазитовых формаций: песчано-ультрабазитовый, сланцево-кератофиро-ультрабазитовый, метабазито-ультрабазитовый, железисто-кремнисто-ультрабазитовый и интрузивно-ультрабазитовый.

В Алферовской синклинали Верховцевского района к таким толщам приурочиваются зоны оруденения, возникшие вследствие вторичной концентрации сульфидов никеля, кобальта, меди. К такой же зоне, сложенной породами ультрабазито-метабазитовой формации, приурочено кобальтовое и медное оруденение восточной Верховцевской рудоносной зоны.

Интрузивно-ультрабазитовая формация объединяет метаморфизованные интрузии ультрабазитов в слоистых метаморфических толщах. Этот тип ассоциации метаморфических пород трудно диагностируется, однако представляется одним из перспективных в отношении первичной рудоносности, в том случае, если он сложен дифференцированными пологими согласными пластовыми силлами или дифференцированными массивами. Породы интрузивно-ультрабазитовой формации перспективны обычно на хромитовое оруденение. Хромитовые ультрабазиты установлены в Хощеватском районе и Ташлыкском синклинории, а также в Западной зоне Белозерской синклинали. Линзовидный характер интрузивных залежей ультрабазитов предполагается в зоне залежей Соленовского крыла Чертомлыкско-Соленовской брахисинклинали.

Варваровская интрузивная серпентинитовая залежь мощностью до 3 км устанавливается в Верховцевской синклинали. В ее западном контакте открыто вкрапленное сульфидно-никелевое оруденение. В пределах этой залежи серпентинитов наблюдается также проявление хризотил-асбеста. В ядре Белозерской синклинали также установлена мощная межпластовая интрузия аподунитовых серпентинитов.

С корами выветривания серпентинитов связаны концентрации силикатного никеля в зонах Ташлыкского и Базавлукского синклинориев и в Восточно-Саксаганской зоне (Девладовский район).

Метабазитовые формации. Метабазитовые формации представляют собой толщи пород, являющиеся продуктами метаморфизма туфов и лав базальтового состава. Продукты гидротермального и пневматолитического метасоматоза представлены: пропилитами, празинитами, эпидозитами, вторичными кварцитами, базавлукитами, амфиболовыми и гранатовыми метасоматитами и альбититами, а также кроссито-глаукофано-альбититовыми метасоматитами.

По характеру переслаивания комплексов можно выделить следующие типы метабазитовых формаций: собственно метабазитовый, железисто-кремнисто-метабазитовый, сланцево-песчано-метабазитовый, сульфидно-колчеданно-метабазитовый, ультрабазито-метабазитовый и промежуточный тип метабазит-андезит-порфиритовых зеленосланцевых формаций.

Наиболее широко развиты собственно метабазитовые формации, представленные толщами зеленых сланцев, спилитов и амфиболитов. Железисто-кремнисто-метабазитовые формации характеризуются редкими прослойками железисто-кремнистых отложений, образующихся в связи с частой сменой вулканических процессов и перерывов, сопровождающихся гидротермальной подводной деятельностью. Такая туфогенная метабазитовая толща с прослоями железисто-кремнистых пород наблюдается в верхней свите Верховцевской серии, в Кременчугском и других районах.

Сульфидно-колчеданные метабазитовые формации возникают в областях проявления гидротермальной вулканической подводной деятель-

ности, обусловившей зеленокаменное преобразование туфово-вулканогенных толщ и процессы отложения колчеданных залежей. При этом происходит осаждение сульфидов железа, которое сопровождается концентрацией меди и других элементов. Такие формации наблюдаются в разрезах Верховцевской, Сурской и других синклиналей Базавлукской области.

Кератофиро-лептитовые формации. Продукты кислого липаритового или порфирового вулканизма слагают металипаритовые формации, которые в составе метаморфических толщ получили название кварц-кератофировых формаций для низких ступеней метаморфических аспидных и филлитовых сланцев и лептитовых формаций для гнейсовых ступеней метаморфизма. С формациями кислого кварц-кератофирового вулканизма связаны также и процессы подводной вулканогенной гидротермальной фумарольно-сольфатарной деятельности, следствием которой является возникновение железисто-кремнистых отложений и гидротермальная переработка (альбитизация, трахитизация, аргиллитизация, отбеливание, вторичное окварцевание, сульфидизация) и проявление сульфидных вкраплений медных, полиметаллических и золотых рудопроявлений. Встречаются также образования жильных и жерловых тел порфиров и кератофиров.

Спилит-порфирито-кератофировые вкрапленные сульфидоносные формации характеризуются переслаиванием продуктов основного, среднего андезитового и кислого риолитового вулканизма, превращенных в результате вулканогенно-гидротермальных процессов в пропилиты, празиниты и березиты с обильными вкраплениями пирита, прослоями колчедана, а также медной минерализацией.

Груборитмичные терригенно-вулканогенные формации. Ассоциации метаморфических пород, в которых среди терригенных слоистых отложений наблюдаются и магматогенные образования, представляют собой промежуточные груборитмичные терригенно-вулканогенные формации. К таким формациям относятся толщи, развитые в Ташлыкском синклинории в бассейне Южного Буга, где в узких сжатых синклиналях залегают сменяющиеся в разрезе метабазиты с ультрабазитовыми телами в них, глиноземистые гнейсы, графитовые гнейсы, песчанико-кварциты и мраморы. Такими же груборитмичными формациями сложена, очевидно, и синклинальная полоса, прослеживающаяся через села Троицкое — Сачковы Хутора — Темрюк в Приазовье. К этим толщам на Буге приурочены рудопроявления хрома, никеля, силикатного никеля в корах выветривания ультрабазитов, скарновые рудопроявления в известняках, вермикулитовые и графитовые месторождения.

Ритмичные терригенные формации. Ритмичные переслаивающиеся глинистые и песчаные отложения, иногда с прослоями карбонатных пород, представляют собой образования флишоидного типа. Они могут быть пестроцветными, сероцветными и красноцветными. Пестроцветные сланцы встречаются в низах ингулецкой серии Кривого Рога, красноцветными являются песчаники овручской серии с пирофиллитовыми сланцами, сероцветными — филлиты и черноцветными — толщи углисто-графитовых сланцев, для которых характерно развитие пленок и вкраплений сульфидов. Гидротермальные сульфидные проявления отмечаются внутри этих формаций в Криворожской и в Западно-Ингулецкой синклиналях. Среди этих ритмичных терригенных формаций наблюдаются грубоконгломератовые формации внутри ингулецкой серии в Саксаганской и Кременчугской синклиналях, где установлено наличие сульфидов. Мощность конгломератов достигает 500 м. Конгломератовые формации присутствуют и в основании Белокоровичской синклинали на северо-западе щита, где также установлены рудопроявления в цементе.

Такие грубообломочные конгломератовые и гравелитовые формации представляют несомненный интерес с точки зрения их рудоносности, не только для докембрийских, но и для фанерозойских образований.

Глинисто-карбонатные формации. Парагенетические ассоциации карбонатных и глинистых отложений представляют глинисто-карбонатные формации, наиболее широко проявленные в толщах осадков Брусиловского синклинория, в так называемой городской серии западной части щита, где мощность карбонатных отложений достигает 2 км. Среди кальцифиров из известковых роговиков и скарнов, представляющих собой переработанные гидротермальным и пневматолитическим метасоматозом карбонатные породы, можно ожидать отложения различных типов руд.

Некоторые вопросы изучения геологических формаций. Для изучения метаморфизованных геологических формаций докембрия важное значение имеет рассмотрение некоторых общих вопросов. К ним относятся: вопросы ритмичности и цикличности; необратимости и единообразия строения, фациальной устойчивости и изменчивости формаций; характера палеовулканизма — постоянства вулканических очагов и пульсации кислого, среднего, основного и ультраосновного вулканизма во времени; особенности очагов в разных зонах; вопросы образования осадочно-вулканогенных формаций в наземных условиях, в субконтинентальных частично морских и в центральных вулканических зонах геосинклинальных областей с подводной гидротермальной деятельностью; установление степени эксплозивности вулканизма; соотношение вулканоплутонических и субвулканических комплексов; определение суммарной энергии, выделявшейся при вулканических процессах в связи с установлением общей массы всех извержений за всю историю докембрия и фанерозоя и вычисление плотности выделения энергии на площадях разных структурных зон; изучение закономерностей сочетания ассоциаций вулканических хемогенных и терригенных красноцветных, пестроцветных, сероцветных формаций в связи с проблемами палеоклиматологии.

Все эти вопросы в той или иной мере решаются и будут служить объектами анализа при исследовании состава и первичной природы метаморфических продуктов. Особенно трудными являются вопросы установления первичной природы формаций высоких гнейсово-пироксеновых ступеней метаморфизма, в частности, установление продуктов кислого вулканизма — лептитов-клессовитов, открытых в осницкой серии северо-западной части Украинского щита, в Днестровско-Бугском районе и, несомненно, пользующихся еще более широким развитием.

Одним из наименее изученных и дискуссионных вопросов является проблема эволюции литогенетических процессов в докембрии. В древнейших ярусах земной коры, сформированных в отрезке времени 3500—2700 млн. лет, в Украинском щите наблюдается набор осадочно-вулканогенных железисто-кремнистых, ультрабазитовых, метабазитовых, кератофировых, лептитовых формаций и осадочных глинистых и песчаных формаций. Наличие последних свидетельствует о том, что характер выветривания приводил, так же как и в последующие эпохи, к образованию глинистых минералов и песчаных кварцевых терригенных продуктов. Состав осадочных формаций указывает на то, что источником материала для образования этих толщ были кварцсодержащие породы кислого гранитоидного или кварцпорфирового состава. Во втором структурном ярусе, сформированном в отрезке времени 2700—2000 млн. лет, наряду с осадочно-вулканогенными и осадочными глинисто-песчаными формациями получают существенное развитие органогенные углисто-глинистые и карбонатные отложения, присутствие которых в первом структурном ярусе пока не установлено, хотя небольшие карбонатные прослои пород констатированы.

ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОГЕНЕЗА В ПРОТЕРОЗОЕ КАРЕЛИИ

Широкое развитие в докембрии разнообразных процессов седиментогенеза в настоящее время не подвергается сомнению. Успехи советской литологической науки и их широкое обсуждение в 50-х годах, последующие затем в 60-е годы литологические исследования древнейших комплексов докембрия, привели к тому, что осадочная геология и литология докембрия стали важным направлением в геологии.

В докембрии различных областей земного шара установлены почти все известные в фанерозое типы осадочных и вулканогенно-осадочных пород разных геотектонических категорий и климатических зон. Поэтому вполне оправданы усилия литологов и геологов по выявлению типов литогенеза и особенностей эволюции в древнейшие периоды геологического развития Земли. Выявление закономерностей эволюции литогенеза, по обратной связи, может способствовать уточнению стратиграфических схем и корреляции докембрийских комплексов, фрагментарность распространения которых затрудняет их изучение.

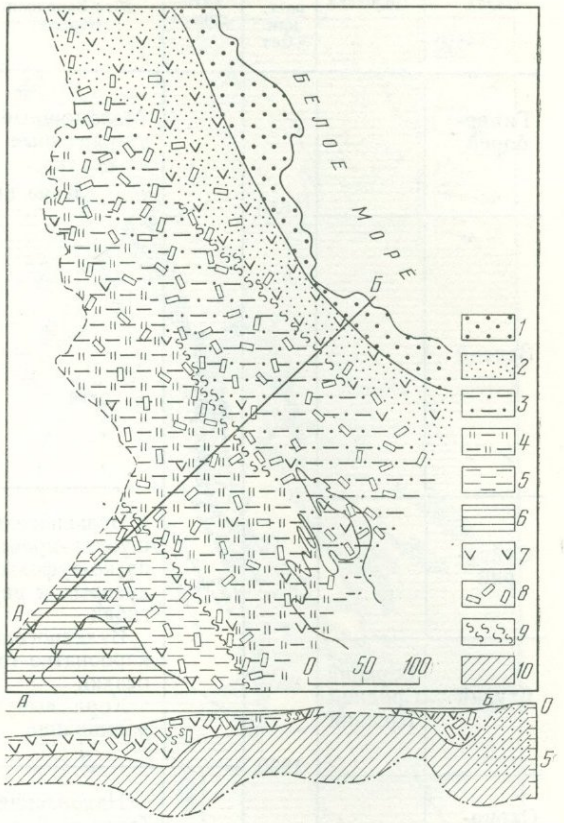


Рис. 22. Палеофациальная схема лопийского периода литогенеза

1 — Беломорский блок; *2* — зона терригенного осадконакопления с преобладанием основного вулканизма; *3* — зона хемогенно-терригенного осадконакопления, основного и кислого вулканизма; *4* — зона железисто-кремнистого осадконакопления, кислого и основного вулканизма; *5* — зона карбонатно-кремнистого осадконакопления, кислого и основного вулканизма; *6* — зона карбонатного осадконакопления и базальтового вулканизма; *7* — продукты основного вулканизма; *8* — продукты кислого вулканизма; *9* — колчеданные рудопроявления; *10* — «гранитный» слой земной коры на профиле АБ

Опыт комплексных литолого-вулканолого-геологических исследований показывает, что поддающаяся анализу история седиментогенеза протерозоя целиком и полностью определяется закономерностями развития тектонических, вулканических и климатических процессов. По изменению этих процессов выделяются этапы эволюции осадконакопления (табл. 11), подчеркивающие необратимость геологического развития земной коры.

Для выявления особенностей седиментогенеза в протерозое Карелии целесообразно сначала рассмотреть латеральные закономерности отдельных этапов эволюции с тем, чтобы затем вернуться к анализу развития процессов осадконакопления во времени.

Геосинклинальный этап, в течение которого были сформированы мощные вулканогенно-осадочные толщи, относимые к лопию, характеризуются длительным существованием режима прогибания на большей части территории, ограниченной с северо-востока архейской платформой Беломорского блока (рис. 22), а с юго-запада — районом современ-

Таблица 11

Этапы эволюции литогенеза в протерозое Карелии

Отдел	Подотдел	Абсолютный возраст, млн. лет	Этапы литогенеза	Режим седиментации и тектоники, вулканизм			
				Юго-Западная Карелия	Главная Карельская зона		Беломорье
Гиперборей		1650	Платформенный	Маломощные терригенные осадки		Трапповый толеит-базальтовый вулканизм	Стабильная область сноса (щит)
				Кора выветривания			
Вепсий					Мощные бассейновые и дельтовые терригенные осадки в южном краевом прогибе		
Суйсарий				Вулканогенно-осадочные шунгит-кремнисто-карбонатно-туфовые осадки в краевых и внутренних прогибах			
Ятулий	Верхний Средний Нижний			Вулканогенно-осадочные карбонатно-терригенные осадки Кора выветривания, выравнивание			
Сариолий		1800	Орогенный, поздний	Накопление вулканогенной (андезит-базальтовой) молассы (сводово-глыбовая тектоника основания)			Накопление вулканогенно-осадочных толщ (?) (погруженный континентальный блок)
Сумий	Верхний						
	Нижний		Орогенный, ранний	Мощные флишевые осадки	Область сноса, ороген		?
Лопий		2100 2600	Геосинклинальный	Вулканогенно-хемогенное осадконакопление (океаническая плита)	Вулканогенно-осадочный седиментогенез (геосинклиналь)	Базальт-андезит-дацит-липаритовый и базальтовый вулканизм	Область сноса (континентальная плита, платформа) (?)
				Базальтовый вулканизм			

ного Приладожья (рис. 23). В пределах карельской геосинклинали с большой интенсивностью проявлялся базальт-андезит-дацит-липаритовый и базальтовый вулканизм. Различные масштабы его проявления в значительной мере определили характер осадконакопления, позволяющий расчленить геосинклинальный пояс на ряд зон. В частности, прилегающая к Беломорскому блоку сравнительно узкая зона характеризуется существенно терригенным псаммито-пелитовым и мергелистым составом осадков в толщах большой (до 3000 м) мощности пебозерской и тикшозерской серий. В расположенной юго-западнее более широкой зоне отмечается сравнительно малая мощность лопийских образований (парандовская, бергаульская и другие серии), содержащих терригенно-хемогенные осадочные породы с колчеданными рудопроявлениями. Далее к юго-западу располагается зона умеренных мощностей лопийских отложений (гимольская серия и ее аналоги), в которых наряду с разнообразными вулканитами большую роль играют железистые кварциты. Еще далее к юго-западу выделяется вновь зона больших мощностей лопийских толщ (хаутаваарская и ялонваарская серии), характерными элементами которых становятся кремнистые и углеродистые компоненты.

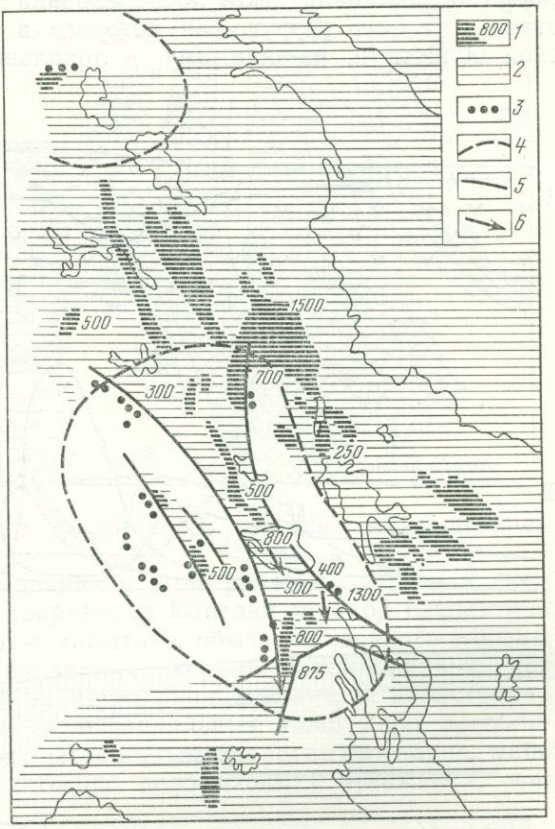


Рис. 23. Фациально-тектоническая схема периода формирования сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса Карелии

1 — современное распространение и мощности лавовых образований основного состава; *2* — предполагаемые области их распространения; *3* — грубообломочные образования селецкого типа разреза; *4* — сводовые поднятия; *5* — глубинные разломы; *6* — направления переноса обломочного материала

Район Приладожья, где соответствующие отложения представлены мощными толщами базальтовых вулканитов и существенно карбонатными осадками (сортавальская серия), интерпретируется как область океанического типа.

Таким образом, главнейшими элементами тектонического строения территории в лопийское время считаются архейская платформа, геосинклинальный пояс и океаническая область. При этом центральные зоны геосинклинального пояса могут интерпретироваться как вулканическая островная дуга, отделенная от платформы внутренним бассейном. Распределение «гранитного» слоя в указанных элементах вполне подтверждает данную интерпретацию. В пределах лопийского седиментационного бассейна довольно четко проявлена определенная геохимическая латеральная зональность, выраженная в различных типах осадочных образований по разным зонам, что дает основание для некоторой детализации распределения кислотности — щелочности (рис. 24), хотя бы в относительном смысле. Помимо указанных здесь компонентов пород, намечается закономерность локализации ряда других минеральных соеди-

нений, в том числе полезных ископаемых, подчиняющаяся данной геохимической зональности даже в тех случаях, когда их повышенные концентрации в конечном итоге обусловлены процессами метаморфизма и палингенеза. Эти предварительные выводы могут в дальнейшем использоваться при направлении поисковых работ.

Тектоническими движениями ребольской фазы тектогенеза лопийская геосинклиналь была преобразована в ороген (начало орогенного этапа), за счет разрушения которого в неинвертированной океанической области и, по-видимому, в локальных внутренних прогибах, на-

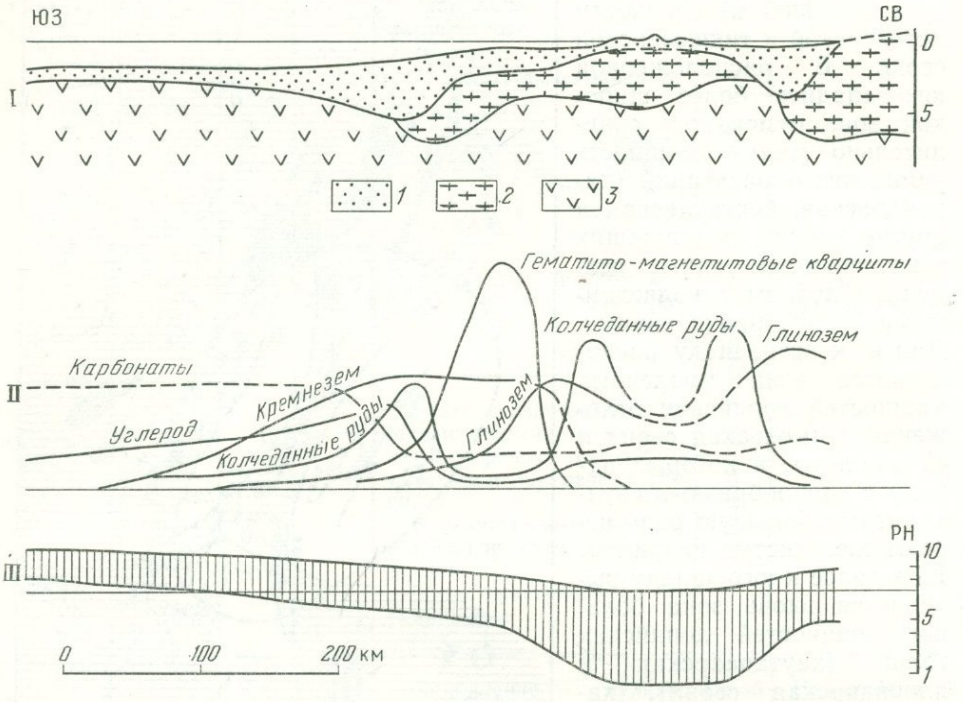


Рис. 24. Реставрированный геологический разрез через Карельскую геосинклиналь (I) и условия осадконакопления (II — зональность, III — предполагаемый диапазон изменения кислотности-щелочности)

1 — вулканогенно-осадочные образования; *2* — «гранитный» слой; *3* — «базальтовый» слой

капливались флишевые и флишеподобные толщи большой (до 3000—4000 м) мощности. Бассейн флишевой седиментации, захватывающий часть современной юго-западной Карелии, вероятно, имел сравнительно небольшие размеры и опресненный характер. Последующая складчатость селецкой фазы привела к консолидации и этой зоны, завершая, таким образом, эпоху пликативного орогенеза.

После некоторого выравнивания территории, следы которого устанавливаются местами по элювиальным брекчиям, происходит тектоническая активизация консолидированного основания. На месте карельской геосинклинали закладываются крупные сводовые поднятия, расчлененные системой глубинных разломов на горсты и грабены. Во внутренних депрессиях и близ склонов в областях горсговых поднятий формируются полимиктовые грубообломочные отложения (селецкий тип разреза), переходящие ниже по склонам и у подножий в мощные толщи переслаивания лавовых, грубообломочных пирокластических, пирокласто-осадочных и терригенных пород (кумсинский тип разреза). За пределами сводовых поднятий, в межсводовых прогибах, накапливаются толщи лавовых и тонкообломочных образований (гайкольский тип раз-

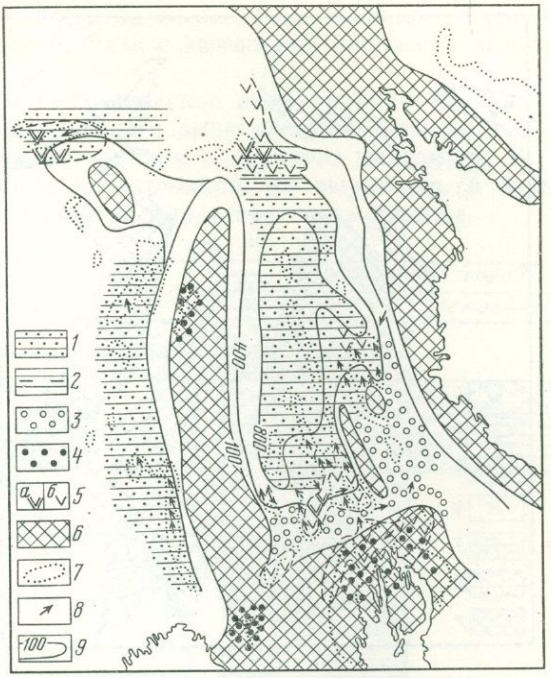


Рис. 25. Палеогеографическая схема нижнего ятулия Карелии и смежных районов

1 — морские песчанистые (кварцевые) отложения; *2* — то же, глинисто-песчанистые; *3* — паралические конгломерато-песчанистые (кварцевые) отложения; *4* — континентальные конгломерато-песчанистые осадки; *5* — основные эффузивы: *а* — один поток, *б* — два и более потока; *6* — предполагаемые области сноса; *7* — современные контуры ятулийских структур; *8* — перенос обломочного материала; *9* — изопахиты

реза). Всюду преобладает андезит-базальтовый вулканизм и лишь на границах погружающихся блоков основания наряду с названными образованиями встречаются вулканические продукты дацит-липаритового состава. Указанные типы разреза характеризуют латеральные изменения состава мощного (до 2500 м) сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса — вулканогенной молассы, завершающей орогенный этап развития региона.

Эпоха длительного выравнивания и выветривания привела к формированию на большей части территории Карелии мощной сиаллитной коры выветривания и, в меньшем масштабе, обызвесткованного элювия, перемежаемых в отдельных пунктах останцами горстовых выступов основания. В различных зонах на ятулийском континенте происходило накопление 500—1500-метровых полифациальных толщ либо преобладающих терригенных гравелито-песчанистых кварцевых осадков, либо терригенно карбонатных (существенно доломитовых) отложений, связанных между собой фациальными переходами по латерали. Крупноцикличное строение этих толщ указывает на наличие трех крупных трансгрессивно-регрессивных серий осадков. Причем, в кровле каждой серии происходили излияния основных лав. Основные особенности хода ятулийского седиментогенеза Карелии по латерали и во времени

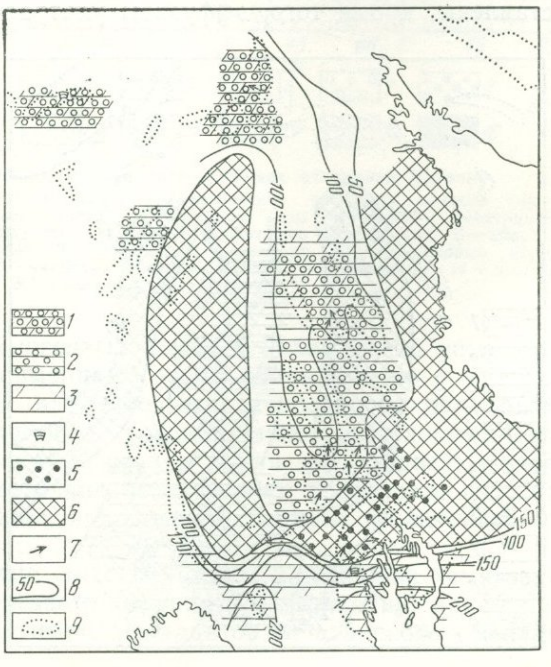


Рис. 26. Палеогеографическая схема низов среднего ятулия Карелии и смежных районов

1 — морские карбонатно-песчанистые отложения; *2* — то же, песчанистые; *3* — карбонатные отложения; *4* — местонахождения строматолитов; *5* — континентальные конгломерато-песчанистые отложения; *6* — предполагаемые области сноса; *7* — направления переноса обломочного материала; *8* — изопахиты; *9* — современные контуры ятулийских структур

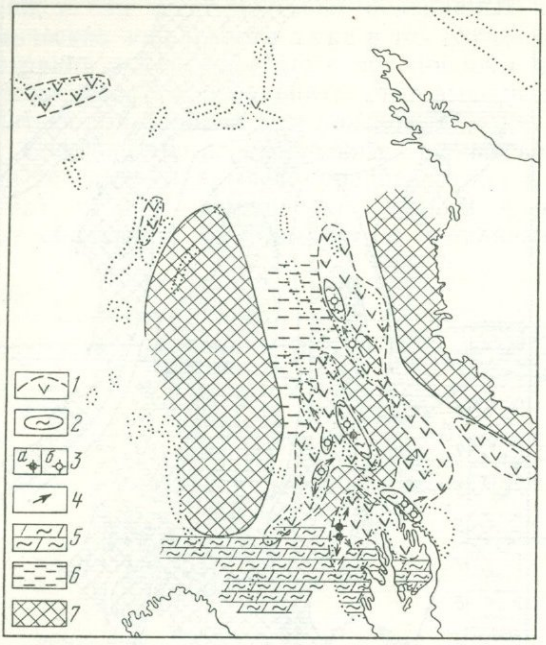


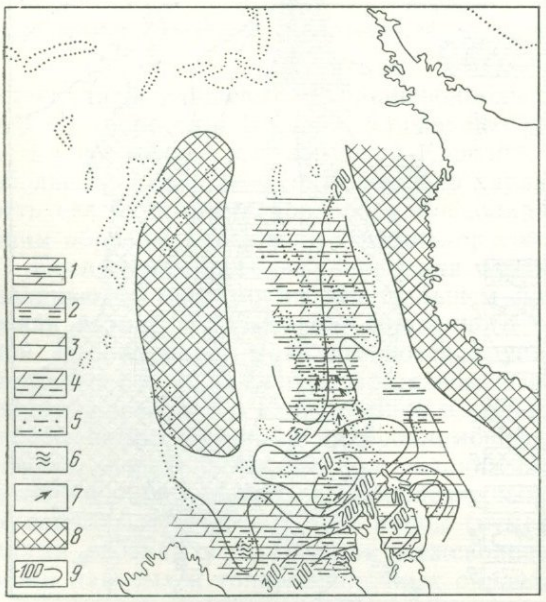
Рис. 27. Палеогеографическая схема верхов среднего ятулия Карелии и смежных районов

1 — площади распространения эффузивов; *2* — то же, туфогенных отложений; *3* — центры лавовых излияний установленные (*а*) и предполагаемые (*б*); *4* — направления течения лав; *5* — бассейновые кремнисто-карбонатные отложения; *6* — то же, песчано-глинистые; *7* — предполагаемые области сноса

показаны на палеогеографических схемах для осадков нижнего, среднего и верхнего подотделов (рис. 25, 26, 27, 28). Важной особенностью верхнеятулийского осадконакопления является локальное образование шунгитсодержащих отложений и проявление ультраосновного вулканизма с обилием вулканокластики.

Имеющиеся материалы позволяют проследить эволюцию отдельных характеристик вещественного состава отложений (рис. 29) в протерозое Карелии. Здесь от нижнего к верхнему протерозою наблюдаются следующие основные закономерности:

1. Резкое уменьшение интенсивности процессов вулканизма. Объем вулканических продуктов геосинклинального этапа превышает 300 000 км³, орогенного — 100 000 км³, для платформенного этапа эта величина, по-видимому, не превышала 50 000 км³. Одновременно устанавливается изменение состава вулканитов от базальт-андезит-дацит-липаритового и базальтового в геосинклинальном и андезит-базальтового, реже дацит-липаритового, в орогенном этапе до толеит-базальтового в платформенном (среди суйсарских образований широко представлены, кроме того, эффузивы ультраосновного состава). Также отчетливо уменьшается общее количество пирокластического материала.



2. Накопление терригенных пород, незначительное в геосинклинальном этапе, получило максимальное количественное развитие в орогенном (терригенный флиш). Однако наиболее «зрелые» мономинеральные кварцевые осадки появля-

Рис. 28. Палеогеографическая схема верхнего ятулия Карелии и смежных районов

1 — карбонатно-глинисто-песчанистые отложения; *2* — глинисто-карбонатные отложения; *3* — карбонатные отложения; *4* — карбонатно-шунгито-глинистые отложения; *5* — глинисто-песчанистые отложения; *6* — местонахождения строматолитов; *7* — направления переноса обломочного материала; *8* — предполагаемые области сноса; *9* — изопахиты

ются в платформенном этапе, где и достигают максимального распространения, что находится в тесной связи с эволюцией процессов выветривания.

3. Начиная с орогенного (механическое выветривание) и платформенного (сиаллитные коры химического выветривания) этапов зона гипергенеза становится главным источником осадочного материала. В геосинклинальном этапе наземное выветривание не выражено, и можно лишь предполагать широкое развитие процессов гальмиролиза.

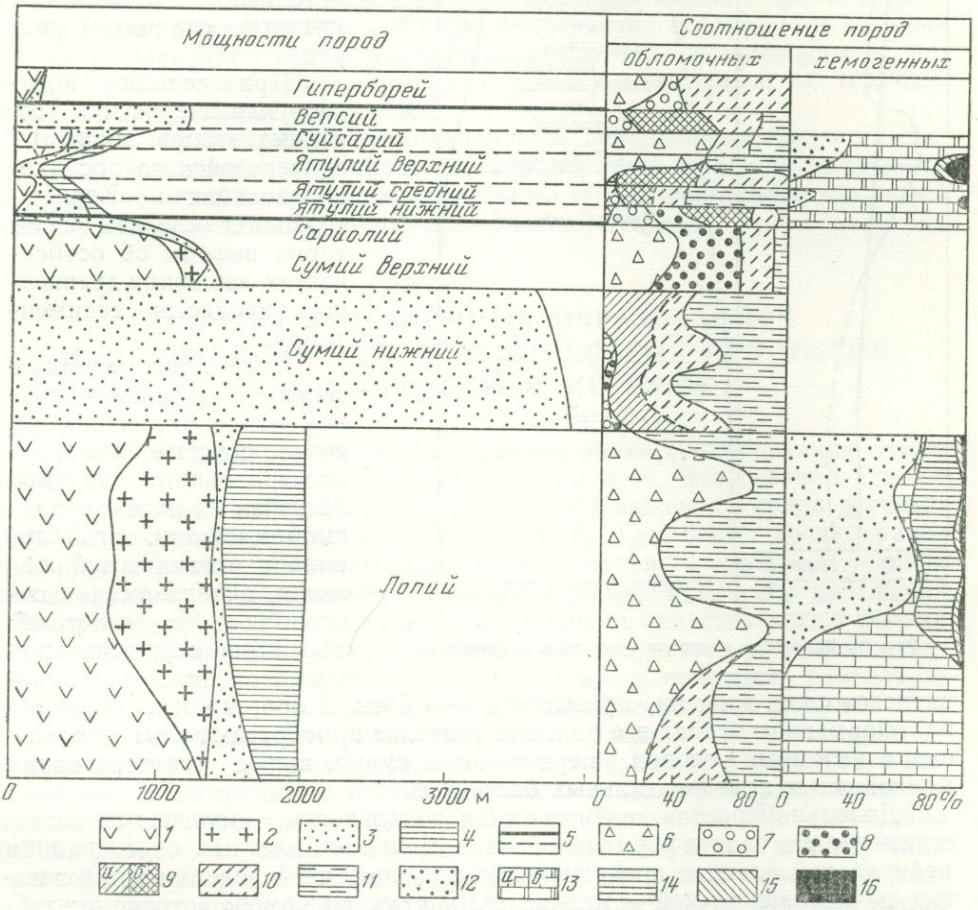


Рис. 29. Эволюция вещественного состава протерозойских отложений Карелии

1 — вулканические продукты основного состава; *2* — вулканические продукты кислого состава; *3* — терригенные осадки; *4* — хемогенные осадки; *5* — горизонты коры химического выветривания; *6* — пирокласты; *7* — кварцевые конгломераты; *8* — прочие псефитовые образования; *9* — кварциты: *а* — ладожские, *б* — среднего протерозоя; *10* — аркозы; *11* — первично алевропелитовые породы; *12* — силикаты, включая кремнезем; *13* — карбонаты: *а* — известняки, *б* — доломиты; *14* — железные руды; *15* — сульфиды; *16* — углерод

4. Общее количество хемогенных пород в целом резко убывает от геосинклинального к платформенному этапу одновременно с уменьшением объема вулканических продуктов и интенсивности вулканизма. В качественном составе хемогенных осадков также происходят некоторые изменения. Если карбонатные осадки лопия характеризуются значительным количеством известняков, то в среднем протерозое явно преобладают доломиты. Возможно, это связано с общим увеличением щелочности вод в бассейнах.

В геосинклинальном этапе широко развито накопление хемогенных силикатов и полосчатых железисто-кремнистых отложений, давших начало крупным залежам магнетитовых кварцитов киватинского и лептито-

вого типов. С ними ассоциируют первично углеродистые (графитистые сланцы) накопления с сульфидами и хемогенные кварциты. Железорудный процесс платформенного этапа характеризуются незначительным накоплением гематитовых руд обломочного и микрооолитового типов. Первично углеродистые осадки (шунгиты) и сульфиды здесь не имеют связи с железорудным процессом, а целиком и полностью контролируются вулканизмом, так же как и накопление хемогенных кремнистых (лидиты, силициты) пород.

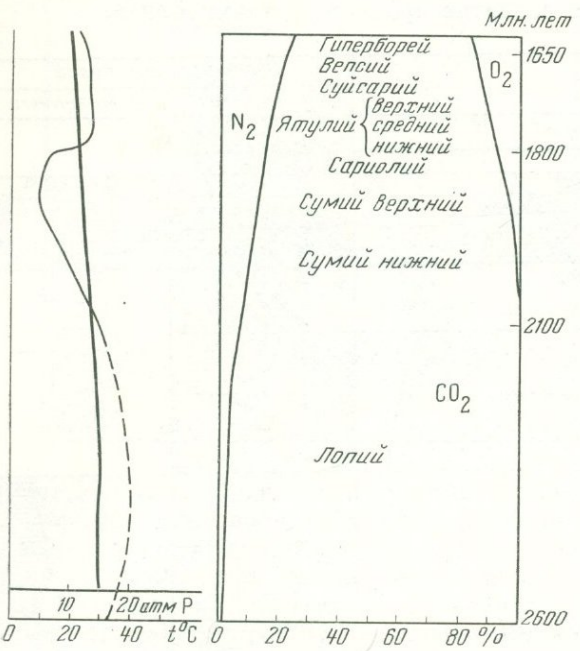


Рис. 30. Вероятная эволюция атмосферы в протерозое

Приведенная краткая характеристика основных этапов эволюции протерозойского осадкообразования в Карелии позволяет сделать некоторые выводы об особенностях эволюции древнейших процессов седиментации.

Отсутствие наземных фаций в геосинклинальном этапе указывает на почти повсеместное распространение водного бассейна на рассматриваемой площади. Его глубина в океанической области, оцениваемая в соответствии с гипотезой изостазии и предполагаемыми мощностями «гранитного» слоя, вряд ли превышала 1—1,5 км. В орогенном и особенно платформенном этапах все большее значение приобретают континентальные и наземные условия, периодически сменяющиеся трансгрессиями мелководных континентальных бассейнов.

Довольно простая геохимическая зональность начальных периодов седиментации в платформенном этапе сменяется пестрым чередованием нейтральной реакции поверхностных вод, щелочной реакции вод открытых и ультращелочной — мелких замкнутых водоемов, которое усугублялось периодическим и локальным поступлением кислых вулканических растворов.

Огромное значение для эволюции осадконакопления имело появление в среднем протерозое свободного кислорода в атмосфере, устанавливаемое по массовому формированию окисленных пород в наземных условиях. Нижнепротерозойские осадки всех типов, за исключением железистых кварцитов, характеризуются резким преобладанием закисных форм железа, что заставляет говорить об отсутствии в это время атмосферного кислорода. Образование первично окисных гематит-магнетитовых руд при этом может успешно объясняться термодинамическими особенностями железорудного процесса.

В полном соответствии с этим выводом находятся данные о распространении органических остатков. Это различные проблематические остатки, онколиты и строматолиты рифогенных водорослей, разнообразные виды фитопланктона и спор в среднепротерозойских платформенных осадках. Наличие органической жизни в нижнем протерозое пока можно только предполагать по наличию графитов.

К данным выводам в порядке гипотезы можно добавить, что начальный состав протерозойской атмосферы (рис. 30), вероятнее всего, был близок среднему составу вулканических эманаций, резко преобладающим компонентом которых, как известно, является углекислый газ (исключая водяные пары). Учитывая, с одной стороны, массу углекислоты, связанной к настоящему времени в осадочных породах, и возможные поступления вулканических газов — с другой, можно предполагать, что атмосферное давление в протерозое в 10—15 раз превышало современное. Солнечная радиация с учетом «парникового эффекта» могла при этом поддерживать среднюю температуру поверхности не ниже 30—40°С. Предполагаемые параметры атмосферы не противоречат наблюдаемым геохимическим особенностям седиментации и их термодинамическим закономерностям.

Таким образом, четко устанавливается необратимая эволюция среды и протекавших в ней процессов осадконакопления, управлявшихся в принципе теми же термодинамическими и тектоническими законами, что и в более поздние периоды геологической истории.

О ПЕРВЫХ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ И НАПРАВЛЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Изучение осадкообразования в ранние эпохи существования Земли имеет большое научное и практическое значение. Это связано прежде всего с тем, что многие полезные ископаемые находятся среди древнейших осадочно-метаморфических толщ. А. В. Сидоренко неоднократно обращал внимание на необходимость всестороннего изучения древних толщ и указывал на важность проблем осадочной геологии докембрия (Сидоренко, 1963, 1967). Особенно загадочными представляются первые осадочные образования Земли, возникшие в результате разложения базальтового слоя. В настоящее время мы имеем возможность рассматривать их благодаря достижениям отечественной геологии и геохимии.

А. П. Виноградовым (1959, 1961, 1962) разработана и экспериментально доказана теория образования оболочек Земли в результате выплавления и дегазации вещества мантии, а также сформулированы основные положения химической эволюции Земли. А. В. Сидоренко (1969) разработан единый историко-геологический метод для изучения древнейших толщ и восстановления условий осадкообразования и магматизма. Этот метод с успехом применим к докембрию. В то же время у нас нет другого метода к подходу и изучению наиболее древних осадочных образований, впервые возникших в условиях планеты. Однако при использовании его нужно учитывать эволюцию среды и направленность геологических и геохимических процессов. Достижения в радиологическом изучении докембрийских образований позволяют датировать древнейшие породы на всех континентах, коррелировать разрезы и устанавливать основные этапы геологического развития регионов (Тугаринов, Войткевич, 1970). И, наконец, это представления об огромной роли органического вещества (биосферы) в формировании осадочной оболочки Земли, начиная с самых древних геологических периодов (Вернадский, 1960, 1965; А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1968). Основные закономерности развития земной коры и геологических процессов были рассмотрены А. П. Виноградовым (1959, 1961), В. В. Белоусовым (1966), В. С. Домаревым (1967), Е. М. Лазько (1961), А. В. Пейве (1969), А. Б. Роновым (1964), А. А Сауковым (1961), В. М. Синицыным (1965 а), Н. М. Страховым (1963 а), А. И. Тугариновым (1956), В. Е. Хаиным (1964 а, 1968) и автором (Миловский, 1972).

В результате процессов выплавления вещества мантии образовались дуниты и базальты (земная кора), а в результате дегазации наиболее легкоплавкой фракции — гидросфера и атмосфера. Только после того, как возникла какая-то часть водной и газовой оболочек Земли, стали возможны процессы, ведущие к дифференциации вещества осадочным путем, т. е. процессы, благодаря которым создавались первые осадки.

Можно рассматривать начальные процессы выветривания и осадкообразования, исходя из существования: а) первичного базальта, химический состав которого можно условно принять как средний состав для оливиновых и безоливиновых базальтов; б) атмосферы, содержащей много CO_2, пары воды, азот, соединения серы и т. п.; в) гидросферы с растворенными в ней газами; г) влажного тропического климата, а также д) интенсивной вулканической деятельности и е) практически единого эффузивно-осадочного типа литогенеза.

Для разложения базальта на составные части: глинистые продукты (монтмориллониты, каолинит, гидрослюда), карбонатные породы, гидроокислы железа и марганца, соли, свободную кремнекислоту (кварц, песчаники, кварциты) и в меньшей степени другие компоненты должно быть заимствовано около 25% вещества из атмосферы и гидросферы, в том числе: около 7% H_2O, около 13% CO_2 и около 3,5% HCl или NH_4Cl (Миловский, 1972).

Современное и древнее латеритное выветривание базальтов изучалось многими исследователями: Г. И. Бушинским (1964), И. И. Гинзбургом и др. (1962), Н. А. Лисицыной (1965, 1968), Б. М. Михайловым (1966) и др. Эти исследования позволяют рассматривать процесс латеритизации базальтов как разложение алюмосиликатов, вынос K, Na, Ca, Mg и значительной части SiO_2, а также накопление окислов Al, Fe^{+3}, Ti и других элементов — гидролизатов. Четкое выделение стадий в этом процессе затруднительно. Условно можно назвать две стадии: в первую выносится значительная часть щелочей, Ca, Mg и несколько меньше одной трети SiO_2 (стадия образования каолинита); вторая стадия (полное выветривание) характеризуется полным разложением породы и удалением щелочей, Ca, Mg и SiO_2.

Каждая тонна базальта в результате первой стадии выветривания дает около 250 кг продуктов, выносимых растворами в море (Na, K, Mg, Ca, Fe^{+2}) и примерно 750 кг остаточных продуктов (Al, Fe^{+3}, Si и др.). При полном выветривании и превращении породы в рыхлый латерит примерно 350 кг продуктов выветривания выносится в море, около 250 кг образуется остаточных продуктов, кроме того, возникает около 400 кг SiO_2, частично остающейся на континенте в остаточных продуктах и частично выносимой в море (Миловский, 1972).

В результате выветривания из первичного базальта могут предположительно сформироваться следующие породы.

Породы, образованные за счет химического разложения и накопленные на континентах:

а) латериты, бокситы и железистые породы. Их немного, теоретически не более 20%, при полном разрушении базальта — обычно не более 7%. При метаморфизме за их счет образованы корундовые, высокоглиноземистые диаспоровые, магнетитовые и др. породы. Поскольку эти начальные породы возникли одними из первых, в чистом виде они до нас практически не дошли вследствие неоднократного участия в больших геохимических циклах;

б) высокоглиноземистые породы. Теоретическое количество их могло составлять 25—70%, вероятнее — 50—60%. При метаморфизме за их счет образованы силлиманитовые, дистеновые и другие гнейсы и кристаллические сланцы, широко распространенные среди осадочных толщ архея разных регионов;

в) кремнистые породы. Количество их может быть очень велико, теоретически до 40%, но практически в начале катархея, вероятно, в пределах около 20%. В процессе геологического развития количество их непрерывно растет, а состав становится разнообразным. При метаморфизме они дают различные кварциты, силициты и кварцевые жилы;

г) условно — чарнокиты и анортозиты, но образование которых возможно только после участия продуктов выветривания в геохимических циклах.

Породы, образованные за счет растворения и выпадения из морской воды:

а) доломиты и известняки;

б) железистые и марганцевые осадочные породы;

в) соли.

На долю этих пород теоретически приходится при полном разложении базальта до 35%, но обычно меньше — 10—15%. При метаморфизме они дают доломитовые мраморы, железистые кварциты и другие породы. Поскольку соли не сохраняются при метаморфизме и «дымят», они, вероятно, играли исключительно важную роль в процессе переноса веществ и вызывали калиевый и натриевый метасоматоз в породах. Таков условный перечень первых осадочных образований, возникших при разрушении первичного базальта, и тех пород, которые затем из них сформировались.

Необходимо подчеркнуть, что аркозов, типичных глин, глинистых сланцев, гранитов и гранитоидов, сиенитов, щелочных пород и карбонатитов еще не было. Не было и месторождений W, Mo, Sn, Cu, Hg и многих других, по существу, нет гидротермальных месторождений, связанных с сульфидами, нет и многих других генетических типов месторождений цветных и редких металлов, известных сейчас (например, скарновых).

Подсчеты, выполненные Н. В. Фроловой (1950), убедительно показали, что разнообразные первично осадочные породы архея юго-восточной Сибири могли образоваться при разложении базальтовых пород. К аналогичным выводам о близости химического состава седиментогенных пород докембрия Канады к составу базальта пришел Ю. Гилл (Gill, 1950).

Следует предполагать, что в течение геологического времени базальты, продукты их выветривания и осадочной дифференциации подвергаются разнообразным метаморфическим и метасоматическим изменениям и благодаря ультраметаморфизму могут переходить в расплавленное состояние, образуя различные по составу вторичные магмы и затем магматические породы. Последние снова проходят стадию выветривания и разделения в процессах гипергенеза, дают еще более разнообразные по химическому составу продукты и снова могут подвергаться ультраметаморфизму (рис. 31).

Геохимические циклы протекают различно в платформенных и геосинклинальных условиях, что и предопределяет разнообразие и пестроту составов магматических и осадочных образований. Скопления полезных ископаемых в большинстве случаев представляют собой крайние случаи дифференциации вещества. Сам геохимический цикл может быть определен как среднее время, за которое магматические породы, выделившись из расплава, существуют, подвергаются выветриванию и осадочной дифференциации, продукты которой благодаря ультраметаморфизму снова переходят в расплав или подвергаются метасоматической переработке с образованием новых пород и новых минеральных тел.

Продолжительность геохимических циклов различна. Так, для Русской платформы и Фенноскандии продолжительность цикла более 0,6 млрд. лет, за то же время на Урале завершилось несколько геохи-

мических циклов, отвечающих во времени байкальской, каледонской и герцинской эпохам складчатости, а в Альпах, на Кавказе и в Андах был еще более молодой геохимический цикл, соответствующий альпийской эпохе. Весьма показательно, что именно в тех областях, где было больше геохимических циклов, мы видим бóльшее разнообразие пород (магматических, осадочных, метаморфических) и минеральных месторождений и бóльшую сложность строения земной коры. При этом интересно, что многие элементы (например, ртуть) могут образовывать скопления только в тех участках земной коры, которые неоднократно участвовали в геохимических циклах, т. е. в наиболее дифференцированных.

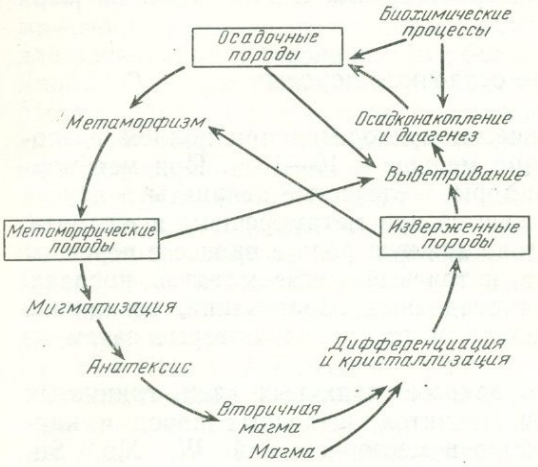


Рис. 31. Схема геохимического цикла

Итак, в процессе эволюции вещества земной коры с течением времени появляются все более разнообразные и все более чистые химические соединения. Последнее подтверждается геохимическими исследованиями по изоморфизму элементов. Известно, что наиболее чистые в отношении изоморфных примесей соединения характерны для зоны гипергенеза. И наоборот, минералы ранней магматической стадии характеризуются широкими изоморфными замещениями элементов. В. И. Вернадский (1954) еще в 1909 г. обнаружил уменьшение изоморфной смесимости элементов в минералах при переходе от магматических продуктов к гипергенным.

Можно считать, что в настоящий момент мы имеем наибольшую дифференциацию вещества земной коры по химическому составу, чем когда-либо ранее. В этом заключается главное положение о направленности и необратимости геохимических процессов в эволюции вещества планеты.

Примеров для подтверждения сказанного можно привести много. Во-первых, это появление в геологической истории Земли все большего числа минеральных видов, ранее неизвестных. Так, сульфаты, за единственным исключением, неизвестны в докембрии*. Такие классы минералов как ванадаты, вольфраматы, молибдаты, бораты, нитраты известны только с палеозоя.

Рудные, так называемые гидротермальные месторождения, которые следует рассматривать как крайнюю степень дифференциации вещества земной коры, совершенно отчетливо выявляют тенденцию распространения в последокембрийское время. Так, данные по распределению мировых ресурсов некоторых металлов во времени показывают, что месторождений вольфрама и молибдена в докембрии нет или мало, подавляющая масса месторождений олова имеет мезозойский возраст, меди и ртути — кайнозойский и т. д. (Билибин, 1955; Смирнов, 1969). Интересна и понятна с эволюционных позиций и такая общая тенденция: чем богаче руда и меньше по запасам месторождение, тем ближе оно по времени образования к нашим дням, т. е. моложе.

Показательна и петрохимическая характеристика магматических пород во времени. Именно в настоящее время мы видим наибольшее

* Известен ангидрит в верхнем докембрии Канады.

разнообразие магматических пород. Мы не знаем древнейших щелочных пород и такого разнообразия гранитоидов в архее, какое имеем, например, в палеозое. И опять-таки наименьшие по размерам и наиболее кислые массивы гранитоидов являются наиболее молодыми. Они же выявляют и наиболее типичный интрузивный характер. Многие кислые и щелочные породы Средиземноморья, Кавказа и других областей появились только в мезозое и кайнозое, когда в результате предшествующих геохимических циклов накопился достаточный материал для формирования соответствующей магмы. Таковы лейцитовые породы, трахиты, дациты и обсидианы.

Основной источник энергии геохимических процессов, ответственный за образование пород земной коры, — Солнце. Солнечная энергия примерно в 5000 раз превышает энергию радиоактивного распада элементов в горных породах земной коры. Она проникает через всю кору, вероятно, до поверхности Мохоровичича, которая, таким образом, может быть охарактеризована и как энергетическая граница, глубже которой трансформированная энергия Солнца не попадает.

Изучая особенности эволюции вещества земной коры, следует также рассмотреть вопрос о влиянии биосферы на этот процесс. В. И. Вернадский (1960, 1965) в свое время указывал на огромную роль живого вещества в создании химического состава земной коры. Полученные в последние годы А. В. Сидоренко и Св. А. Сидоренко (1968) данные о распространенности углерода в докембрии подтверждают большую роль биосферы в образовании вещества земной коры. Если быть последовательным, то надо предполагать, что первичная биосфера синхронна образованию первых осадочных пород, или иначе — возникновение биосферы и первых осадочных образований обязано одним и тем же условиям среды. Одним из доказательств этого служит изотопный состав углерода в древнейших породах, соответствующий углероду биосферы. В связи с этим представляется интересным привести определения изотопного состава углерода графита из мантийных пород — ультрабазитов крупнейшего на Южном Урале Кимперсайского массива. Значения δC^{13} (определения О. И. Кропотовой) в графитах, встреченных в виде шлировых выделений в пироксените (скв. 63, глубина 128,5 и 158 м), оказались —2,89 и —2,86%. Эти значения близки значениям δC^{13} графита из вмещающих графитистых кварцитов (—2,70 и —2,75%). Таким образом, наиболее вероятно, что графит в пироксенитах обязан своим происхождением ассимилированным ксенолитам вмещающих толщ, т. е. углерод в ультрабазитах заимствован из биосферы. О большой роли биосферы в формировании пород земной коры, на наш взгляд, свидетельствует и связь $C_{орг}$ с азотом и калием (Миловский, Волынец, 1967). Установлена четкая зависимость калия, связанного азота и $C_{орг}$. Из сопоставления этих элементов в глубокометаморфических породах сделан вывод, что калий в осадочных породах связывается с органическими компонентами и освобождается так же, как и азот, при метаморфизме пород. Это хорошо согласуется с известными высказываниями В. И. Вернадского, что метаморфическая и гранитная оболочка являет собой «былые биосферы».

Итак, в последовательном необратимом развитии вещества Земли, в течение геологического времени можно наметить следующие закономерности.

— Геохимические циклы становятся все более сложными.

— Появляется все больше разнообразных по составу горных пород, т. е. возникает больше различных сочетаний химических элементов.

— Идет прогрессивная дифференциация химических элементов первичного базальта планеты. С течением времени возникают такие скопления элементов, которые раньше не существовали.

— Появляется все большее число минеральных видов; при этом наибольшее количество их приходится на зону гипергенеза.

— Появляются все более химически чистые соединения.

— Изоморфные замещения в минералах все более уменьшаются.

— Появляется все больше различных генетических типов месторождений минерального сырья.

— Обостряются климатические различия.

— Типы литогенеза становятся все более разнообразными и все более усложняются.

— Происходит усложнение строения вещества. Усложнение силикатов идет по схеме: «остров» — «цепочка» — «лист» — «объем», т. е. точка — линия — плоскость — объем (оливин, пироксены, амфиболы, слюды, полевые шпаты, кварц).

— Происходит увеличение накопления SiO_2 (песка, кварцитов) и карбонатных пород.

— Появляются все более сложные живые организмы.

Часть II

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

ДОКЕМБРИЙСКИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Важность исследования кор выветривания в докембрии сомнений не вызывает. Изучение их способствует восстановлению характера атмосферы, климатических условий и палеогеографии отдельных интервалов в докембрии и может помочь в реконструкции древнейших процессов осадкообразования. Познание докембрийских кор приобретает теперь немалую важность и для решения практических вопросов, связанных с поисками ряда полезных ископаемых.

Анализ обширной литературы показывает, что во всех докембрийских провинциях на разных стратиграфических уровнях существуют образования, принимаемые с той или иной степенью достоверности за первично элювиальные. На территории Балтийского щита такие образования зафиксированы в архее и среднем протерозое, в пределах Украинского кристаллического массива — под осадками нижнего протерозоя и рифея, на площади собственно Русской платформы — под верхнедокембрийскими отложениями. В обрамлении Сибирской платформы выявлены древнейшие коры выветривания в весьма широком интервале времени — от архея и протерозоя до непосредственных верхов докембрия. В Южной Африке отмечаются коры выветривания архейского, ранне- и среднепротерозойского возраста. На Канадском щите, в Южной Америке, Австралии, Индии, Шри Ланке и Китае найдены коры, соответствующие по времени формирования нижнему и среднему протерозою.

Вполне естественно, что слабо перекристаллизованные верхнедокембрийские коры выветривания обнаружить сравнительно нетрудно. Однако при расшифровке физико-химического разложения пород в поверхностных условиях раннего докембрия первоочередным становится выявление и исследование именно метаморфизованных кор выветривания. Их обнаружение сопряжено с определенными сложностями. Многие метаморфические породы, определяемые иногда как первично осадочные или даже изверженные, в действительности могут оказаться продуктами метаморфизма древних, возможно, допалеозойских кор выветривания. В настоящее время главная задача исследований, как и прежде, заключается в подтверждении факта существования метаморфизованной коры выветривания.

При изучении протерозойских метаморфических сланцев Карелии кварц-серицитового, серицит-хлоритового и тальк-карбонат-хлоритового состава, развитых соответственно на полимиктовых конгломератах, кислых, основных и ультраосновных породах, получены геологические, текстурно-структурные, минералого-петрографические и геохимические данные, которые в совокупности свидетельствуют о первично элювиальном происхождении некоторых из этих образований.

Неизменная приуроченность метаморфических сланцев к контакту нижележащих исходных пород и перекрывающих осадков говорит о вполне определенном их геологическом положении, напоминающем последовательность пород в профиле выветривания: материнский субстрат, горизонт собственной коры, переотложенные продукты выветри-

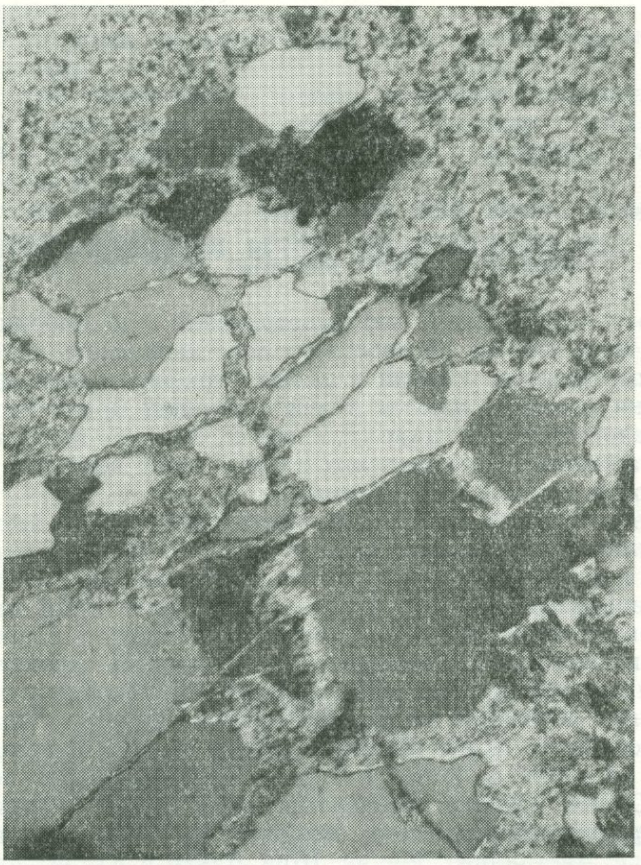


Рис. 32. Коррозия кварцевого зерна серицитовой массой. С анализатором, ×40

вания. Большое количество выходов метаморфических сланцев в Карелии и сопредельных областях определяет их региональный, площадной характер.

Наблюдаемые в некоторых разрезах гранитные брекчии по своей морфологии, характеру размещения гранитных отторженцев и изменению их формы, по минерально-структурным превращениям в обломках и цементирующей массе обладают типичными признаками делювиально-элювиального образования. Элювиальная природа брекчий подтверждается также и неровной, ложбинообразной поверхностью нижерасположенных гранитов. Об элювиальном характере доятулийских профилей свидетельствуют, кроме того, явления прогрессирующего разрушения пегматитовых, аплитовых и кварцевых жил в пределах гранито-брекчий и кварц-серицитового слоя, тогда как в исходном граните они оказываются совершенно не нарушенными. В этом же отношении интересна картина постепенного исчезновения гранитной гальки по мере развития на конгломератах слоя кварц-серицитовых сланцев.

Постепенное минеральное и текстурно-структурное преобразование материнских пород в доятулийских и ятулийских разрезах происходит

в принципе по той же схеме, что и в постдокембрийских корах выветривания. Например, процесс серицитизации плагиоклаза в изучаемых гранитах и гранитной гальке сходен с замещением полевых шпатов гидрослюдой и каолинитом в достоверных корах выветривания гранитоидов. Преобразование первично-гранитного биотита в хлорит, замещаемый, в свою очередь, рядом минералов, происходит в том же направлении, что и в более молодых корах. Процесс коррозии и распада кварцевых зерен гранита в серицитовой массе тождествен явлениям разъедания

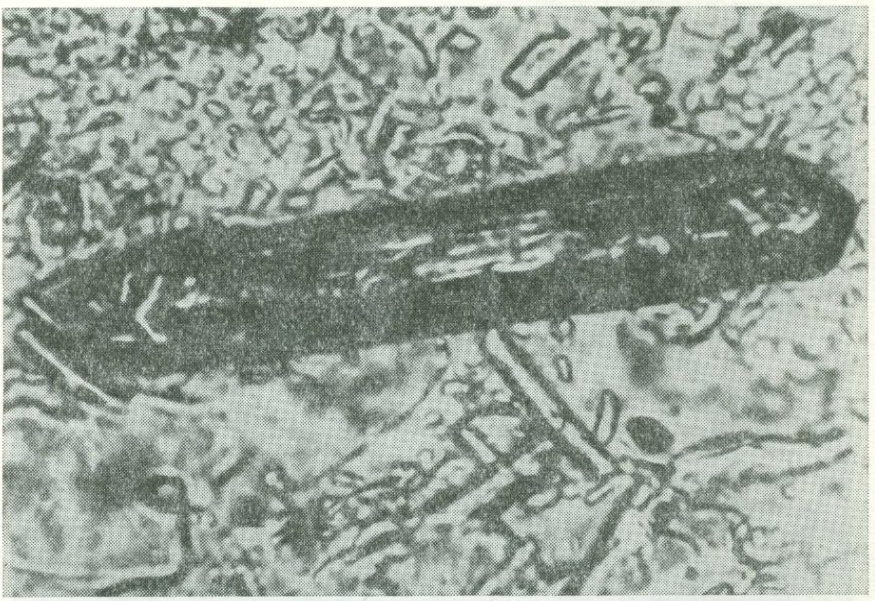


Рис. 33. Кристаллы циркона из верхней части доятулийского разреза. С анализатором, ×60

кварца глинистыми минералами в постдокембрийских корах выветривания (рис. 32). Сходным путем происходит замещение плагиоклаза и амфибола в мандельштейновых диабазах по мере того, как на них развиваются серицит-хлоритовые сланцы.

Постепенные преобразования гранита и конгломерата (с преимущественно гранитной галькой) в кварц-серицитовую, а диабаза — в серицит-хлоритовую породу сопровождается изменением их начальной текстуры: сначала в сланцеватую, а затем в типично сланцевую. При этом реликты кварцевых зерен оказываются развернутыми по сланцеватости, а кварцевые миндалины — сплющенными. Подобные явления вполне объяснимы как результат уплотнения первично пластичного глинистого слоя в процессе регионального метаморфизма. О том же свидетельствуют наблюдаемые в кварц-серицитовой породе своеобразные текстуры смятия, сдавливания или, наоборот, размазывания ее.

Циркон является минералом весьма устойчивым при физико-химическом выветривании и метаморфизме (вплоть до гранулитовой стадии). В изучаемых доятулийских разрезах снизу вверх от исходного гранита до перекрывающего кварц-серицитовый слой кварцита циркон сохраняет присущую ему призматическую форму (рис. 33). При этом общее количество двуокиси циркония вверх по профилям возрастает. Электронно-микроскопическими исследованиями в кварц-серицитовой породе обнаружены реликты кристаллов каолинита (рис. 34). Присутствие каолинита подтверждается и рентгеноструктурным анализом. Микроструктурные взаимоотношения между гидрослюдой и каолинитом свидетельствуют о более раннем возрасте каолинита и более позднем

гидрослюды, что, по-видимому, дает основание предполагать рост гидрослюды за счет каолинита. Существование в Финляндии каолинитовых залежей, непосредственно перекрываемых ятулийскими кварцитами, является прямым аргументом в пользу первично элювиального происхождения изучаемых образований.

Распределение в изучаемых разрезах породообразующих химических компонентов осуществляется в основном по законам профиля выветривания (рис. 35). В кварц-серицитовом и серицит-хлоритовом слан-

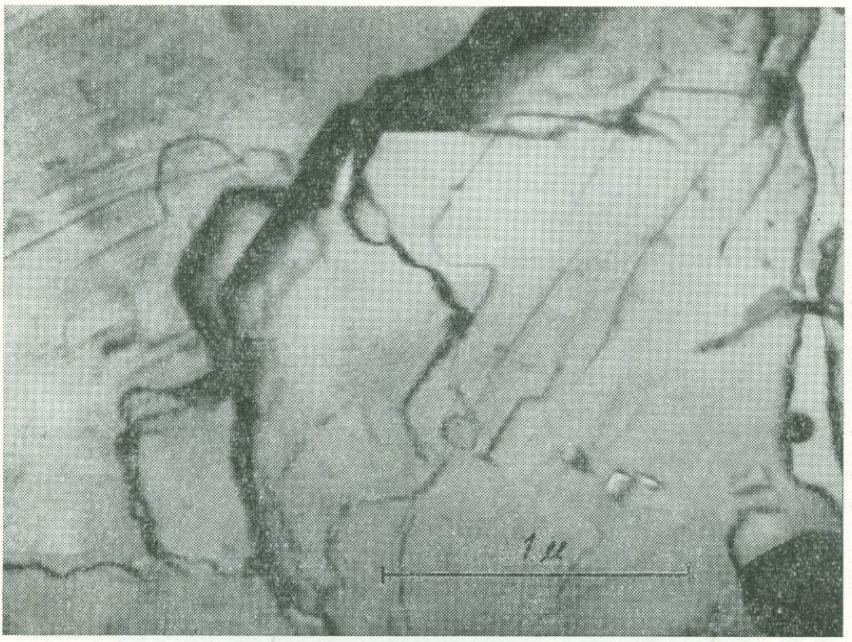


Рис. 34. Реликты кристаллов каолинита в гидрослюде. Определение В. А. Ерощева-Шака и И. П. Нестеренко

це, по сравнению с исходными гранитами, конгломератами и диабазами, наблюдается уменьшение содержания окиси натрия, кремнезема, закиси железа, окиси марганца, иногда — окиси кальция и, наоборот, увеличение глинозема, двуокиси титана, окиси железа и фосфора, конституционной воды и свободного углерода. Однако количество окиси калия, магния и отчасти кальция вверх по разрезам увеличивается, а не уменьшается, как следовало бы ожидать. Повышение содержания окислов щелочноземельных элементов в верхах профилей само по себе вызвано некоторой карбонатностью пород. Явления карбонатности, окремненности (иногда ожелезненности) наряду с карбонатным цементом гранито-брекчий, линзовидными телами доломитов и кремней и трещинами усыхания указывают, по всей видимости, на дефицит влажности в конечный период формирования изучаемых разрезов, первично элювиальный облик которых становится теперь, по-видимому, более определенным.

В процессе среднепротерозойской складчатости возникшие в доятулии (на гранитах и конгломератах) и в ятулии (на диабазах) коры выветривания были метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Метаморфизм осуществлялся изохимически. При этом глинистые минералы трансформировались в серицит, мусковит и хлорит, свободный аморфный кремнезем, возникший при выветривании исходных минералов, был перекристаллизован, а гидрослюдисто-глинистый слой рассланцован. Увеличение вверх по профилям (как на кислых, так и на основных ис-

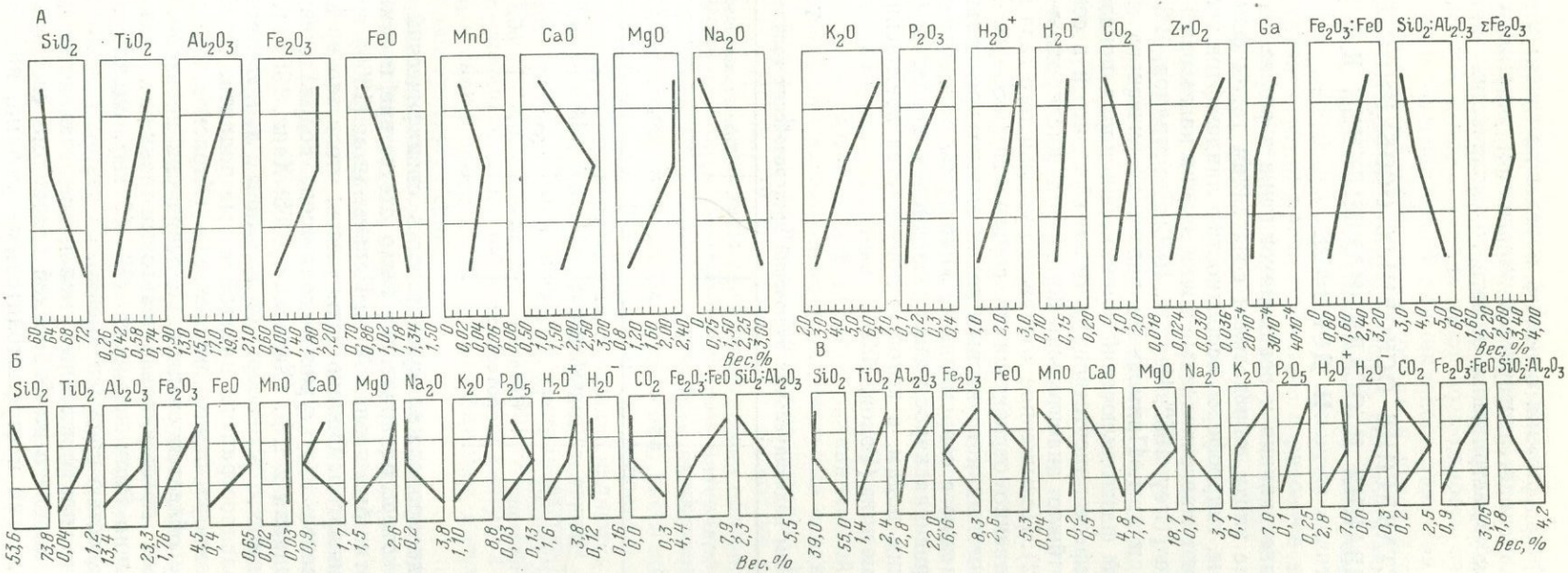


Рис. 35. Распределение породообразующих компонентов в метаморфизованных профилях:
А — на гранитах, Б — на конгломератах (преимущественно с гранитной галькой), В — на диабазах

ходных породах) содержания окисного с одновременным уменьшением закисного железа свидетельствует об энергичном участии в доятулийском химическом выветривании заметного количества атмосферного кислорода.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В РИФЕЕ И ДОРИФЕЕ

Характер выветривания и осадконакопления в рифее, как и в другие геологические эпохи, определялся сочетанием таких факторов, как состав атмосферы, гидросферы, особенностью ландшафтов того времени и т. д. Существуют многочисленные точки зрения на газовый состав атмосферы в рифее (Urey, 1952; Чернов, 1960; Виноградов, 1964 б; Davidson et al., 1963 и др.). Применение волюмометрического метода при изучении газовой фазы включений кремнистых пород показало, что в рифейской атмосфере присутствовали те же газы, что и в современной, но углекислоты было значительно больше, а кислорода — несколько меньше (табл. 12). Повышенное количество углекислого газа в атмосфере могло существенно отразиться на составе гидросферы. На континенте в поверхностных и грунтовых водах можно предполагать повышенное по сравнению с современными количество бикарбонат и карбонат-ионов. Повышенная карбонатная щелочность, вероятно, была свойственна и морским водам, в которых допускается повышенное количество кальция и магния (Ронов, 1964).

Таблица 12

Состав газовой фазы индивидуальных включений протерозойских кварцевых пород

Вмещающий субстрат	Местонахождение	Возраст	Количество образцов	Концентрация газов в объемных процентах		
				CO_2	N_2 и редкие газы	O_2
Гейзерит	р. Нижняя Тунгуска	Средний рифей	11	34,5	51,8	13,7
Гейзерит	г. Игарка	То же	2	37,1	50,3	12,6
Фтанит	Карелия	Средний протерозой	3	31,8	56,3	11,9

В рифее еще продолжал существовать специфический ландшафт докембрия, для которого характерно было отсутствие наземной растительности. Этот тип был назван А. И. Перельманом (1966) примитивно-пустынным ландшафтом. Однако если учесть, что в это время уже существовали основные структурно-тектонические подразделения — платформы, геосинклинали и т. д. (Херасков, 1963; Хаин, 1964 а), то можно предполагать известное разнообразие пустынных ландшафтов. В зонах размыва были распространены платообразные поднятия, которые сочетались с участками расчлененного рельефа (Херасков, 1963; Williams, 1966). В сторону областей осадконакопления они переходили в аллювиально-дельтовые, пролювиально-дельтовые равнины. Зоны приморских равнин обычно были нешироки (30—50 км), однако считать это общей закономерностью преждевременно.

Строение дна платформенных морей представляется достаточно плоским. Как установлено на Сибирской платформе, его рельеф осложнялся серией поднятий и строматолитовыми рифами, причем размеры

поднятий могли быть достаточно значительными. В геосинклинальных и переходных областях рельеф морского дна более контрастен. Здесь выделяются зоны устойчивого прогибания, местами грабены и каньоны.

Рассмотренные выше факторы дают возможность считать, что рифейская эра была благоприятной для широкого развития процессов химического выветривания. Обилие кислорода и углекислого газа в атмосфере, поверхностных и грунтовых водах способствовало преобладанию кислого типа выветривания. Как показали эксперименты Ж. Педро (1971), в обстановке CO_2 возможны и процессы аллитизации. В рифейских отложениях установлено несколько горизонтов кор выветривания, представленных главным образом кислыми продуктами (Williams, 1966; Казаринов и др., 1969; Сидоренко, Чайка, 1970). В них наблюдается тот же тип минералогической зональности, что и в более молодых корах выветривания. Некоторые различия отмечаются в распределении реликтовых минералов. Так, полевые шпаты в рифейских корах выветривания разрушаются в гидрослюдистой зоне, тогда как в более молодых элювиальных продуктах они сохраняются в каолинит-гидрослюдистой зоне (Казанский, 1969). Объяснение этого следует искать в физико-химических особенностях выветривания в присутствии углекислого газа.

Континентальное осадконакопление в рифее изучено далеко недостаточно. Детально отложения описаны на ограниченных площадях и согласно этим данным могут быть разделены на четыре группы: делювиально-пролювиальные, пролювиально-аллювиально-озерные, эоловые и ледниковые.

Делювиально-пролювиальные осадки фиксируются в областях, прилегающих к зонам размыва, и в районах вулканической деятельности. В областях размыва делювиально-пролювиальные осадки выполняют промоины, ложбины и другие небольшие депрессионные формы рельефа (Иванов, 1964; Williams, 1966). Часто они залегают на выветрелых коренных породах и представлены слабоокатанными обломками, сцементированными олигомиктовым песчано-глинистым материалом. Нередко делювиально-пролювиальные образования (брекчии, брекчии-конгломераты) испытали постседиментационные изменения, рассланцованы, окварцованы (Шпак, Сурикова, 1967). Примером делювиально-пролювиальных продуктов на склонах наземных вулканов являются отдельные горизонты вулканогенно-осадочных образований игарской толщи в Игарском районе (Гелецян, 1970). Здесь распространены лапиллевые, агломератовые туфобрекчии, содержащие сплющенные, расщепленные по краям вулканические бомбы, достигающие в диаметре 2—3 м. Их форма, размеры, а также однородный состав обломков могут указывать на наземный характер извержений.

Пролювиально-аллювиальные и озерные образования, распространенные как в платформенных, так и в неплатформенных областях, обычно представлены толщами кварцевых, олигомиктовых и аркозовых песчаных пород, содержащих то или иное количество глинистых или сланцевых прослоев. Такие горизонты известны на Сибирской платформе, в ряде районов ее складчатого обрамления, на Урале, среди торридонских отложений Шотландии и в других районах (Williams, 1966; Келлер, 1970; Рифейские отложения..., 1973).

О роли эолового материала можно судить только по отдельным примерам. Так, пепловые частицы цементируют делювиально-пролювиальные пирокластические породы Игарского района. Отдельные зерна крупнозернистого кварца встречаются в терригенных отложениях пролювиально-речного генезиса Сибирской и Русской платформ. Представляется, что необходимы детальные исследования псаммитовых отложений рифея с целью произвести количественную оценку роли эолового материала.

Отложения ледникового происхождения представлены плохо сортированными песчано-галечниковыми, сцементированными глинистым веществом, породами. Признаками их ледникового генезиса являются: плохая сортировка и окатанность обломков, неравномерное распределение валунов и гальки, отсутствие слоистости, встречающиеся следы ледниковой штриховки (Салоп, 1964 б и др.). Однако сомнения о ледниковом происхождении пород с такими признаками справедливы в том отношении, что эти критерии не дают возможности отличить их от осадков грязевых и мутьевых потоков (Чумаков, 1964; Хейзен, Холлистер, 1968). В этом случае необходимы сведения о формах залегания и распространения подобных образований.

Характеризуя условия субаквального континентального осадконакопления, следует учитывать влияние атмосферных газов, в частности CO_2. В этом отношении интересные эксперименты произвели В. Келлер, В. Белгорд и А. Рисман (Keller, Balgord, Reesman, 1963). В процессе опытов породообразующие минералы (кварц, полевые шпаты и др.) растирались в дистиллированной воде и в воде, насыщенной углекислым газом. Опыты показали, что углекислота для большинства минералов является фактором, ускоряющим процесс химического разложения зерен при истирании. Эти данные позволяют в какой-то мере оценить условия разрушения минералов при переносе в различные геологические эпохи.

Обстановка морской седиментации в рифее изучена значительно лучше. Здесь отчетливо выделяются три зоны: прибрежные части моря и опресненных заливов, мелководные части моря и достаточно глубоководные участки морского бассейна. Прибрежную часть моря характеризуют толщи песчаных, песчано-алевритовых, часто олигомиктовых отложений, содержащих прослои аргиллитов и сланцев. В них отмечаются многочисленные слоистые текстуры, отпечатки трещин усыхания, капель дождя, пляжевые фестоны. В относительно глубоководных осадках встречаются зерна глауконита. Образования этой фациальной зоны переслаиваются с континентальными, дельтовыми осадками, от которых их не всегда можно отличить. Другим типом прибрежных осадков могут быть карбонатные породы, преимущественно слоистые известняки, иногда красноцветные. Для них характерно относительно слабое развитие органогенных образований, обедненный комплекс микрофоссилий. Эти осадки, выделенные пока на Сибирской платформе, рассматриваются как образования крупных опресненных заливов (Давыдов, 1971).

Осадки мелководных и относительно глубоководных частей морских бассейнов представлены главным образом глинистыми и карбонатными породами. Аргиллиты и глинистые сланцы известны как на платформах, так и в неплатформенных районах. На платформах глинистые породы обычно богаты карбонатным материалом, нередко пестроцветны. В зонах передовых прогибов и в геосинклиналях они представлены мощными толщами глинистых сланцев, филлитов, часто содержащих значительные примеси пеплового материала.

Карбонатные породы, представленные известняками и доломитами, ассоциируют как с песчаными, так и с глинистыми толщами. Среди них выделяются: обломочные, обломочно-органогенные и обломочно-хемогенные разности. Характер распределения карбонатных пород в рифее отличается тем, что доломитовые породы, равно как и известняки, являются осадками прибрежных и открытоморских частей морских бассейнов. Особенно отчетливо это видно на платформах. Данное обстоятельство дает право предполагать, что в рифее доломитовые осадки формировались в условиях открытых частей бассейна, в обстановке нормальной для того времени солености.

С целью проверки этого предположения были поставлены эксперименты с хлоридно-карбонатными растворами, содержащими те же ком-

поненты, а также имеющими ту же соленость, что и современная морская вода. Однако количественные соотношения между кальцием и магнием были иными (Белобородова и др., 1972). В результате этих опытов было показано, что богатые магнием кальциты и протодоломит могут осаждаться из раствора с содержанием солей, близким к их количеству в современной морской воде, но для этого необходимы следующие условия: повышенная карбонатная щелочность; pH близкая к 8—9; повышенное количество в растворе магния и кальция и определенные их отношения (для условий опыта близкие к 1). Вполне возможно, что такие условия могли иметь место в рифейское время. Таким образом, в формировании доломитовых пород в рифее выделяется две стадии: седиментационная и диагенетическая. В первую из них в донных илах накапливались осадки, состоящие из протодоломита, затем происходило разложение протодоломита с образованием кальцита, а магний обогащал иловую воду. Во вторую стадию происходила доломитизация кальцитового осадка магнезиальным раствором. Характер этого процесса экспериментально воспроизвел Г. Барон (Baron, 1960).

Сравнивая описанные выше условия рифейского выветривания и осадконакопления с таковыми более древних эпох, можно обратить внимание на их близость по крайней мере для рифея и среднего протерозоя. Она проявляется в близком составе атмосферы (см. табл. 12), строении и составе кор выветривания (Головенок, 1964; Сидоренко, Чайка, 1970), в составе, строении и распространении континентальных и морских отложений. Для более древних эпох такие детальные сопоставления сделать труднее.

КОНГЛОМЕРАТЫ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

В разрезе среднего и верхнего докембрия Чаро-Олекминского междуречья (западная часть Алданского щита) наблюдается более двадцати горизонтов конгломератов на десяти стратиграфических уровнях. Разработанные нами схемы стратиграфии несколько отличаются от опубликованных ранее (Салоп, 1964 б; Миронюк и др., 1971), поэтому прежде, чем давать литологическую характеристику конгломератов описываемого района, целесообразно рассмотреть некоторые особенности строения разреза.

Средний докембрий западной части Алданского щита расчленяется на два комплекса: нижний — субганский, подразделяемый на две серии: олондинскую (борсалинскую) и тунгурчинскую и верхний — угуйский.

Субганский комплекс слагает не автономные «троги» (Федоровский, Лейтес, 1968), а образует на западе Алданского щита единую геосинклинальную зону, главными структурными элементами которой являются: блоки или массивы, сложенные породами нижнедокембрийского кристаллического основания, глубинные разломы и метаморфические толщи субганского комплекса, мигматизирующие их гранитоиды (Кудрявцев и др., 1973) и переработанные этими гранитоидами породы нижнедокембрийского кристаллического основания. Эти образования слагают складчатые зоны, которые на изученной территории облекают Чоруодинский выступ кристаллического основания (рис. 36).

Намечается следующий ряд формаций субганского комплекса (снизу): офиолитовая (метаморфизм условно снят), спилит-кератофировая, кремнисто-высокоглиноземистая, существенно кварцевая карбонатно-терригенная, риодацитовая карбонатно-терригенная, порфировая. Породы субганского комплекса метаморфизованы от высоких ступеней зеленосланцевой фации до амфиболитовой.

Отложения угуйского комплекса выполняют несколько грабенообразных впадин. Анализ вещественного состава комплекса позволяет вы-

делить следующий ряд формаций (снизу): терригенно-карбонатную с кварцитами (чародаканская и намсалинская свиты), терригенную (песчано-глинистая), сероцветную (ханинская свита), шлироидную, олигомиктовую терригенную (станнахская, сиваканская и хохлинская свиты), молассоидную (кебектинская свита).

Верхний докембрий на северо-западном склоне Алданского щита слагает базальные горизонты платформенного чехла, а непосредственно к западу от изученного района выполняет Березовский перикратонный прогиб. В принятой нами стратиграфической схеме (табл. 13) дискуссионно сопоставление баллаганахской и ничатской, ималыкской и нижней части сеньской свит. В разрезе верхнедокембрийских отложений западной части Алданского щита выделяется следующий ряд формаций (снизу): терригенная красноцветная (ничатская и баллаганахская свиты), нижняя терригенно-карбонатная (кумахулакская, ималыкская, дикимдинская и торгинская свиты), терригенно-карбонатная пестроцветная (юдомская свита). В линзах метаграувакк олондинской серии субганского комплекса иногда встречаются конгломератовидные породы, сложенные амфиболовым сланцем. В заполнителе этих пород изредка наблюдается реликтовая бластопсаммитовая структура, позволяющая предполагать их первично обломочное происхождение. Возможно, что эти образования представляют собой внутриформационные конгломераты вулканогенно-осадочной олондинской серии.

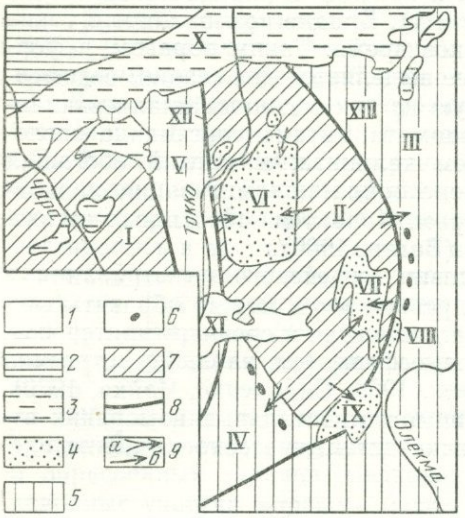


Рис. 36. Геологическая схема западной части Алданского щита с элементами палеотектоники и палеогеографии

1 — четвертичные отложения; *2* — мезозойские и палеозойские отложения; *3* — отложения верхнего докембрия (венд и верхний протерозой); *4—6* — образования среднего докембрия: *4* — отложения угуйского комплекса; *5* — метаморфические толщи, гранитоиды субганского комплекса и переработанные ими гнейсы нижнего докембрия; *6* — выходы метаконгломератов тунгурчинской серии; *7* — образования нижнего докембрия; *8* — важнейшие глубинные разломы; *9* — предполагаемое направление сноса обломочных пород: *а* — «субганское» время, *б* — «угуйское» время. Выступы кристаллического основания: I — Чарский, II — Чоруодинский. Складчатые зоны: III — Темулякит-Тунгурчинская, IV — Эвонокит-Бырылахская, V — Ималыкская. Грабенообразные впадины: VI — Угуйская, VII — Олдонгсинская, VIII — Таас-Миелинская, IX — Нижне-Ханинская. Платформенные структуры: X — северо-западный склон Алданского щита, XI — Верхне-Токкинская впадина. Глубинные разломы: XII — Токкинский, XIII — Темулякит-Усть-Ханинский

Древнейшие из достоверно установленных метаконгломераты тунгурчинской серии комплекса образуют ряд изолированных выходов на протяжении ста с лишним километров вдоль южной окраины Чоруодинского выступа кристаллического основания. Однотипность и в первом приближении одновозрастность этих метаконгломератов доказывается рядом наблюдений.

1. Пласты и линзы метаконгломератов залегают примерно на одном стратиграфическом уровне: в нижней части тунгурчинской серии, что выявляется при сопоставлении разрезов.

2. Во всех случаях метаконгломераты приурочены к существенно кварцевой карбонатно-терригенной формации, которая представляет собой переотложенный материал кор химического выветривания и продукты крайней осадочной дифференциации вещества: мощные пачки кварцитов, железистых кварцитов, апопсаммитовых высокоглиноземистых гнейсов с содержанием Al_2O_3 до 40%. В последних иногда наблюдаются лепешковидные силлиманит-кварцевые обособления диаметром

Таблица 13

Характеристика верхнедокембрийских пород

Свита	Вмещающие породы	Конгломераты	
		Галька	Заполнитель
Юдомская	Доломиты, известняки, в нижней части — пласт серых грубозернистых косослоистых полевошпат-кварцевых и кварцевых песчаников с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов в основании мощностью 0,1—0,3 м 125—180 м	Сгруженность 60—70%. Состав: кварц 90%, полевые шпаты 5—10%, постоянно встречаются обломки доломитов и кремней подстилающей дикимдинской свиты, плохоокатанные шестоватые кристаллы горного хрусталя. Гальки угловатые, полуокатанные, размером 1—2 см; редкие гальки кварца овальные и округло-овальные	Плохо сортированный неравномерно - грубозернистый полевошпат-кварцевый песчаник
Торгинская	Доломиты, известняки, в нижней части — алевролиты и пестроокрашенные мелкозернистые песчаники с примесью гравийного материала 130—400 м	Нет	Нет
Дикимдинская или токкинская, верхняя часть сеньской	Доломиты, вниз по разрезу переходят в мергели, зеленые глинистые сланцы, карбонатные мелкозернистые песчаники. В нижней части — серые косослоистые средне-, грубозернистые песчаники с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов в основании (до 1 м) 100—110 м	Сгруженность 20—30%, иногда до 60%. Состав: кварц, полевые шпаты, кварциты, реже граниты, гнейсы, единичные кристаллы горного хрусталя. Гальки угловатые, полуокатанные, размером до 3 см	Буровато-серый, бурый грубозернистый песчаник с косой слоистостью
Ималыкская или нижняя часть сеньской	Серые, светло-серые параллельно - слоистые, косослоистые со знаками ряби, существенно кварцевые, кварц-полевошпатовые песчаники, прослои гравелитов. В нижней части — пласт конгломератов мощностью 2—3 м 80—90 м	Сгруженность 60—80%. Состав: кварц — 90%, гранитоиды — 10%; единичные мелкие гальки кварцитов, бурых песчаников, кремней. В верховьях р. Ималык: кварц — 30%, железистые кварциты — 30%, гранитоиды — 25—30%, метаморфические сланцы — 10%. Гальки кварца овальные, округлые, хорошо окатанные. Гальки других пород полуокатанные, угловатые, плитчатые, размером 2—10 см	Светло-серый неравномернозернистый полевошпат-кварцевый песчаник с кремнистым цементом

Продолжение табл. 13

Свита	Вмещающие породы	Конгломераты	
		Галька	Заполнитель
Кумахулахская	В верхней части доломиты, глинистые доломиты, в нижней — светло-зеленые, буроватые, черные алевролиты 290 м	Нет	Нет
Ничатская и баллаганахская	Переслаивание зеленовато-серых, буроватых алевролитов, зеленовато-бурovато-серых полимиктовых песчаников с плавающей галькой, гравелитов и несортированных валунно-галечных конгломератов (до 15 пластов мощностью 1—25 м). Мощность ничатской свиты 60—70 м, баллаганахской — 150 м	Сгруженность от 10—15% до 80%. Состав: гнейсы, кристаллические сланцы, гранито-гнейсы, граниты, кварциты, метаморфические сланцы, филлиты, песчаники, кремни, доломиты, обломки конгломератов, милониты. Размер обломков варьирует от 1 см до 3 м. Окатанность различная: от хорошо окатанных галек и валунов до остроугольных глыб. Мелкая галька (размером 2—3 см) в баллаганахской свите практически не окатана	Неравномерно - грубозернистый, плохо сортированный полимиктовый песчаник с карбонатным и аркозовым цементом
Кебектинская	Лилово-серые олигомиктовые песчаники, в нижней части — вишнево-фиолетовые алевролиты и базальные конгломераты мощностью от 1—2 м до 20 м (в районе р. Нокит — более 300 м) 700—1000 м	Сгруженность 50—60%. Состав: кремни, доломиты, окремненные доломиты; при залегании на ханинской свите в составе конгломерата появляются мелкие плиточки черных филлитовидных сланцев, на кристаллическом основании — обломки гнейсов и гранитов. Гальки остроугольные и полуокатанные, размером 3—20 см	Бурый, вишнево-бурый песчаник, алевролит с карбонатно - глинистым цементом
Хохлинская	Верхняя часть — полосчатые кварцевые и полевошпат - кварцевые метапесчаники. Нижняя часть — аркозовые метапесчаники с линзами метаконгломератов в основании 150 м	Сгруженность 30—40%. Состав: кварц, кварциты, кварцевые метапесчаники — 37—53%, гранитоиды — 24—37%, железистые метаалевролиты — 7—20%, черные филлитовидные сланцы — 4—14%, единичные обломки кремнистых доломитов. Гальки угловатые, продолговатые, размером 1—10 см, редко до 25 см	Метаморфизованный аркозовый песчаник

Продолжение табл. 13

Свита	Вмещающие породы	Конгломераты	
		Галька	Заполнитель
Сиваканская	Кварцито - песчаники, карбонатные сланцы 100—150 м	Нет	Нет
Станнахская	Кварцевые метапесчаники, метаалевролиты 700 м	Нет	Нет
Ханинская	Переслаивание черных филлитовидных сланцев, метаалевролитов и метапесчаников 350—900 м	Нет	Нет
Намсалинская	Доломиты, песчанистые, кремнистые доломиты; в нижней части — черные филлитовидные сланцы, в верхней — иногда кварцито-песчаники с линзами конгломератов 250—850 м	Сгруженность 25—30%. Состав: милониты (?), кремнистые доломиты, кремни, кварц, единичные зерна калиевого полевого шпата. Гальки остроугольные размером 3—4 см	Карбонатный метапесчаник, переходящий в существенно карбонатную породу с примесью кластического материала
Чародаканская	Полевошпат - кварцевые метапесчаники и кварциты косослоистой и параллельнослоистой текстур, базальный конгломерат 25—200 м	Сгруженность 25—40%. Состав: кварц, кварциты — 12—85%, гранитоиды, гранито-гнейсы, гнейсы — 8—62%, единичные обломки кремней, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, местами железистые кварциты до 7%, а также филлиты, метаэффузивы, пегматиты. Гальки угловатые, плохоокатанные, размером 1—5 см	Грубозернистый несортированный кварц-полевошпатовый метапесчаник
Тунгурчинская или тарагайская серия	Верхняя часть — метариолиты, кварциты; нижняя часть — слоисто-полосчатые слюдяно-глиноземистые сланцы, прослои мраморов. В низах — пачка кварцитов, кварцито-гнейсов и метаконгломератов 1500 м	Сгруженность 30—58%. Состав: кварц, кварциты — до 95%, железистые кварциты, слюдяные сланцы, гранито-гнейсы — до 5%. Гальки кварца хорошо окатанные, уплощенноудлиненные, уплощенные, размером 1—10 см, иногда до 25 см. Обломки других пород угловатые, пластинообразные, размером от 1—2 см до 50 см	Лейкократовый гнейс, амфибол - пироксеновый гнейс

Продолжение табл. 13

Свита	Вмещающие породы	Конгломераты	
		Галька	Заполнитель
Олондинская или борсалинская серия	Основные, средние метаэффузивы, метаграувакки, конгломератовидные породы, высокоглиноземистые гнейсы, железистые кварциты 3000 м	Сгруженность 10—80%. Состав: основные метаэффузивы. Обломки (?) угловатые	Метаграувакки (?)

до нескольких сантиметров, которые, по нашему мнению, являются метаморфогенными образованиями.

3. Для галек характерны существенно кварцевый состав и хорошая окатанность; их морфометрия, по методу К. Сэймса, позволила отнести описываемые конгломераты к прибрежно-морскому типу (Бирюлькин, Кудрявцев, 1971).

4. Состав галек хорошо выдержан по площади и почти не зависит от состава подстилающих пород, которые образуют не более 5% обломков (железистые кварциты и слюдяные сланцы). Чужеродность основной массы кварцевых галек по отношению к непосредственно подстилающим породам устанавливается при сравнительном изучении состава и структур галек и заполнителя метаконгломератов. При мономинерально-кварцевом составе 95% обломков состав заполнителя в разных пластах и линзах различен и представлен кварцито-гнейсом или гнейсом одного из следующих составов: слюдяно-полевошпатовым, с высокоглиноземистыми минералами, содержащим амфибол, моноклинный пироксен и карбонат. Как правило, кварцевые гальки представляют собой агрегаты крупных зерен метаморфогенной зубчато-гранобластовой структуры, тогда как менее крупные зерна кварца в заполнителе, непосредственно соприкасающиеся между собой, имеют округлую и угловатую форму (гранобластовая структура, в которой угадывается реликтовая бластопсаммитовая).

Такие соотношения структур в гальках и заполнителе доказывают, что при накоплении толщи размывались кварцевые породы, которые уже испытали существенные, по сравнению с заполнителем, постседиментационные изменения. Наконец, в базальном метаконгломерате тунгурчинской серии р. Таас — Миеле найдены единичные гальки гранитогнейсов «древнестанового типа» (по Коржинскому, 1939). В линзах метаконгломератов, залегающих выше базального пласта, количество галек гранито-гнейсов и аплитовидных гранитов возрастает, ухудшается окатанность обломков. Очевидно, что в период формирования этих пород происходил размыв нижнедокембрийского кристаллического основания Алданского щита, толщи которого уже были метаморфизованы до гнейсов и гранито-гнейсов.

Совершенно иного литологического типа метаконгломераты наблюдаются в угуйском комплексе: базальные в чародаканской, хохлинской и кебектинской свитах, внутриформационные в намсалинской свите. Все они залегают в грабенообразных впадинах, расположенных на Чоруодинском срединном массиве. Метаконгломераты перечисленных свит характеризуются аркозовым заполнителем, полимиктовым составом обломков, их плохой сортировкой и низкими значениями окатанности (0,020—0,28). Судя по составу, они поступали со смежных выступов нижнедокембрийского кристаллического основания и подстилающих

свит угуйского комплекса при их размыве. Наблюдаются также обломки пород субганского комплекса, причем их метаморфизм существенно выше метаморфизма заполнителя. Это позволяет сделать вывод, что субганский угуйский комплексы разделены этапом метаморфизма.

Все кумуляты галек рассматриваемых метаконгломератов на графике К. Сэймса располагаются левее кумулятивных кривых прибрежно-морских и потоковых галечников. Следовательно, обломочных материал накапливался в условиях временных или постоянных водотоков. Вероятнее всего, описываемые метаконгломераты следует считать фрагментами древних русловых галечников. Такой вывод подтверждается ритмичнослоистой и косослоистой текстурами, а также знаками ряби во вмещающих метапесчаниках. Состав вмещающих пород претерпевает направленные изменения. В чародаканской и намсалинской свитах полимиктовые метаконгломераты ассоциируют с кварцевыми метапесчаниками и доломитами лагунного типа, что указывает на пульсационный характер осадконакопления. В хохлинской свите метаконгломераты залегают совместно с кварцевыми и кварц-полевошпатовыми метапесчаниками, а в кебектинской — с олигомиктовыми метапесчаниками и метаалевролитами. Породы кебектинской свиты представляют собой типичную молассу. Таким образом, снизу вверх по разрезу комплекса осадочная дифференциация вещества уменьшается, а полимиктовые метаконгломераты играют все более существенную роль.

Верхнедокембрийские базальные конгломераты платформенного чехла северо-западного склона Алданского щита характеризуются полимиктовым составом и крайней неустойчивостью морфометрических параметров. Здесь описаны гальки метаморфических пород и гранитоидов кристаллического основания, субганского и угуйского комплексов в совершенно неметаморфизованном заполнителе. Остальные верхнедокембрийские конгломераты платформенного чехла относятся к внутриформационным. Данные морфометрии обломков, исследованные по методу К. Сэймса, позволяют относить их к промежуточному типу между прибрежно-морскими и потоковыми. Состав окатышей каждого горизонта выдержан по простиранию пластов: изменения нарастают медленно, на протяжении десятков километров. Каждый из горизонтов конгломератов со следами размыва залегает на подстилающих породах и перекрывается песчаниками, алевролитами, известняками и доломитами нормального или редуцированного трансгрессивного ряда. Очевидно, что осадконакопление происходило в условиях относительно спокойного обширного водного бассейна с неоднократной сменой трансгрессий и регрессий.

Таким образом, история осадконакопления особенно ярко проявилась в эволюции грубообломочных пород. В самом общем плане можно наметить четыре главных этапа их формирования.

В первый этап накапливались граувакки и аналогичные по составу конгломераты, генетически связанные с образованиями ранней стадии развития Субганской геосинклинальной зоны (офиолитовая и спилит-кератофировая формация).

Второй этап соответствует времени накопления кремнисто-высокоглиноземистой и существенно кварцевой карбонатно-терригенной формаций субганского комплекса (эпоха временной тектонической стабильности). Прибрежно-морские существенно кварцевые метаконгломераты нижней части тунгурчинской серии можно рассматривать как породу-индикатор процесса крайней осадочной дифференциации вещества, сопровождавшей уникально интенсивное корообразование в эту эпоху.

Третий этап начался в конце «тунгурчинского» времени (риодацитовая карбонатно-терригенная и порфировая формации) и продолжался до конца среднего докембрия (ряд формаций угуйского комплекса,

вплоть до кебектинской молассы). Первый, тунгурчинский, подэтап соответствует поздней, орогенной, стадии развития Субганской геосинклинальной зоны. Для образования второго, угуйского, подэтапа характерно в целом регрессивное строение разреза, постепенное (снизу вверх) ослабление зрелости пород (например, эволюция песчаников от кварцевых к олигомиктовым, аркозовым и полимиктовым) и нарастание роли полимиктовых конгломератов. Геотектоническая типизация образований второго подэтапа представляет определенные трудности и, в значительной мере, определяется мировоззрением исследователя. Они могут быть квалифицированы как протоплатформенные, субплатформенные аналоги миогеосинклинального удоканского комплекса, отложившиеся на выступе кристаллического основания или образования орогенной стадии развития земной коры.

Наконец, четвертый этап — этап формирования платформенного чехла с характерными для него терригенно-карбонатными отложениями базальными и внутриформационными конгломератами.

В заключение отметим, что сходные этапы эволюции грубообломочных пород фиксируются и на других древних щитах, хотя, разумеется, они проявились в разное геологическое время и имели различную интенсивность и продолжительность. Например, к первому этапу можно отнести полимиктовые конгломераты тикшозерской, парандовской и других серий Балтийского щита, серий Киватин и частично Тимискаминг Канадского щита, Булавайской и Шамвайской систем Африканской платформы, серии Куюни и Бонидоро Южно-Американской. Ко второму этапу относятся грубообломочные породы систем Витватерсранд и частично Ветерсдорп Африканской платформы, формаций Итабира, Пирасикаба и серии Жакобина Южно-Американской. Третий этап фиксируется по грубообломочным породам ятулия Балтийского и серии Гурон Канадского щитов, системы Трансвааль и Тарквийской Африканской платформы, серии Итаколуми Южно-Американской и т. д. К четвертому этапу, как отмечалось, относятся конгломераты платформенного чехла, нижние горизонты которого имеют на разных платформах различный возраст.

ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В РАННЕМ И ПОЗДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

Для правильного понимания климатических условий прошлого существенное значение имеют древние ледниковые отложения. Присутствие ледниковых отложений позволяет утверждать, что климат значительной части протерозоя резко не отличался от фанерозойского.

Основным признаком древних оледенений являются тиллиты и, значительно реже, тиллы, соответственно литифицированные и не литифицированные неслоистые отложения морен (Twenhofel, 1932; Флинт, 1963). Среди тиллов и тиллитов сейчас различаются образования, отложенные непосредственно льдом — ортотиллы и ортотиллиты (Harland et al., 1966) и субаквальные образования, после вытаивания изо льда осаждавшиеся через воду, — акватиллы и акватиллиты (Schermerhorn, 1966). Необходимо отличать тиллиты от структурно и текстурно сходных пород, которые могут иметь элювиальное, коллювиальное, пролювиальное, подводно-оползневое, ледово-морское, ледово-речное, биогенное, вулканогенное, тектоническое происхождение. Их было предложено именовать псевдотиллитами (Schwarzbach, 1958). Отложения, внешне сходные с тиллитами и псевдотиллитами, но происхождение которых по причине слабой изученности, плохой сохранности или обнаженности неизвестно, обычно называются тиллитоподобными породами или, короче, тиллоидами (Blackwelder, 1931). Эти термины удобны, когда следует

обратить внимание на возможность ледникового (или иногда, тоже несколько необычного) происхождения породы. Некоторые исследователи ошибочно называли тиллоидами псевдотиллиты (Pettijohn, 1957; Schermerhorn, Stanton, 1963), однако чаще термины тиллоид и тиллитоподобная порода использовались как описательные (Чумаков, 1965; Веретенников, 1968; Черенков, 1972). Если судить строго в описательном смысле — эти термины недостаточно конкретны, поскольку петрографически тиллы и тиллиты могут быть представлены широким спектром обломочных пород от существенно псефитовых до существенно глинистых.

Типичные тиллы и тиллиты — это главным образом резко разнозернистые неслоистые образования, типа «валунных глин», «валунных суглинков» и «валунных супесей». Они состоят из неотсортированной песчано-алеврито-глинистой основной массы, в которой рассеяны более крупные обломки («валуны», камни или фенокласты). Такие породы развиты значительно шире, чем другие разновидности тиллов и тиллитов, чаще обращают на себя внимание благодаря своему специфическому облику и легче узнаются. Последнее объясняется тем, что они являются не только наиболее обычным, но очевидно, также наиболее ярким и зрелым результатом аккумулятивной деятельности ледников и сопровождаются более обильными следами их динамического воздействия.

Для обозначения всех неслоистых пород, структурно сходных с типичными тиллитами и тиллами, недавно были предложены новые чисто описательные термины: микстит — для литифицированных разностей, и микстум — для нелитифицированных (Schermerhorn, 1966). Именно микститы и реже микстумы слагают подавляющую часть известных в литературе докембрийских (и не только докембрийских) тиллитов, тиллов, тиллоидов, псевдотиллитов и псевдотиллов.

Диагностика докембрийских тиллитов имеет свою специфику, обусловленную широким распространением метаморфизма или глубокого эпигенеза, отсутствием следов животной и высокоорганизованной растительной жизни, скудностью палеогеоморфологических признаков и относительно малой обнаженностью. Слабая изученность и трудности диагностики породили дискуссию о природе докембрийских тиллоидов, которая вела иногда к полемическим крайностям: чрезмерному преувеличению роли тиллитов, с одной стороны, или полному их отрицанию — с другой.

Достаточно надежно распознать тиллиты при благоприятной ситуации позволяет комплекс нескольких характерных признаков. Такими диагностическими признаками являются: значительная площадь распространения и стратиграфическая устойчивость, пологий палеорельеф во время отложения, микститовая структура, неслоистая текстура и некоторые другие типичные текстуры, незрелый минералогический и химический состав, наличие эрратических обломков, разная, но в общем слабая обработка обломков, большие предельные их размеры, отторженцы, следы длительной и нередко грубой абразивной обработки обломков в фиксированном положении, аналогичная обработка ложа, ассоциирующие варвы, обломки, вкрапленные в слоистые породы, грубые потоковые пески и конгломераты, признаки сурового климата и многие другие (Flint, 1961; Чумаков, 1964; Рухина, 1973 а).

В различных типах тиллитов диагностические признаки могут присутствовать в разных комбинациях. Ни один из этих признаков, взятый в отдельности, не является достаточным и в то же время обязательным. Порознь и обычно не в очень типичном виде эти признаки могут встречаться и в отложениях другого генетического типа, но их сочетание характерно только для тиллитов. Например, микститовую структуру, кро-

ме тиллитов, имеют отложения различных грязевых потоков, но им свойственно ограниченное площадное развитие, они сопровождаются признаками хорошо выраженного палеорельефа и имеют обычно местный состав обломков; царапины на последних возникают в результате случайных, а главное, непродолжительных соударений; штриховка образуется только при пластическом состоянии материала обломков, обычно на карбонатах и имеет локальный (не прямолинейный) профиль; преимущественная субгоризонтальная ориентировка удлиненных обломков с главным продольным и второстепенным перпендикулярным к нему максимумами возникает в них, в отличие от тиллитов, чрезвычайно редко. Великолепные штрихованные, с новообразованными гранями валуны, неотличимые от некоторых ледниковых, образуются льдом на некоторых пляжах в северной части умеренной зоны, но вмещающие их отложения имеют отчетливое водное происхождение. Эти примеры можно было бы продолжить. Так как вещество тиллитов, главным образом, механически заимствуется из разнообразных пород ложа, для диагноза наиболее важны структурные, текстурные и формационные признаки. Изучение минерального и химического состава тиллитов помогает конкретизировать условия их образования и устанавливать источники сноса.

Вместе с докембрийскими тиллитами встречаются породы, которые с большей или меньшей вероятностью могут быть отнесены к лимногляциальным, флювиогляциальным, эоловым, лессовым отложениям и переработанным (алло- и апо-) тиллитам. Лучше других узнаются и потому имеют наибольшее диагностическое значение варвы — ледниковые ленточные глины, особенно те, которые содержат следы ледового или айсбергового разноса. Неожиданной является частая ассоциация докембрийских тиллитов с доломитами и известняками, которые встречаются в основании и внутри тиллитовых толщ, но особенно часто в их кровле. В последнем случае они образуют характерные, небольшие по мощности (6—50 м), но очень выдержанные, нередко маркирующие пачки, которые мы называем венчающими доломитами и известняками. В некоторых случаях с докембрийскими тиллитами и тиллоидами тесно связаны также железистые породы и железные руды. Генезис этих карбонатов и железных руд ждет еще своего объяснения.

В настоящее время известно около 300 докембрийских тиллоидов. Приблизительно 25—30% из них могут быть квалифицированы как тиллиты. Последние обнаружены на всех континентах, за исключением Антарктиды, что связано, без сомнения, с ее слабой изученностью. Если неравномерное распределение докембрийских тиллитов и тиллоидов на Земле можно в значительной мере объяснить разной изученностью территории, то аналогичные причины неравномерности их стратиграфического распространения маловероятны. Рассмотрим эту проблему подробнее.

Тиллиты в архее неизвестны, а тиллоиды (точнее метатиллоиды) малочисленны. Поиски и выяснения генезиса последних — важная и трудная, но, по-видимому, не совсем безнадежная задача. История открытия верхнедокембрийских метатиллитов Чуос (Gevers, 1931) показывает, что при благоприятных условиях и тщательном изучении можно распознать весьма метаморфизованные тиллиты. Современные методы изучения первичной ориентировки обломков могут тоже облегчить диагностику метаморфизованных тиллитов. В связи с этим заслуживают внимания метатиллоиды Каноуна серии Калгурли в Юго-Западной Австралии, которые весьма напоминают тиллиты (Mawson, 1949; David, 1950). Возраст этой серии определяется в пределах 2600—3000 млн. лет (Compston, Arriens, 1968). В СССР архейский возраст, возможно, имеют тиллоиды ольхонского комплекса Западного Прибайкалья, о которых автору любезно сообщили А. М. Лейтес, Н. А. Божко.

Среди значительно более многочисленных нижнепротерозойских тиллоидов имеется несколько местонахождений тиллитов или близких к ним пород. Самые древние образования, которые, очевидно, имеют отношение к ледниковым процессам, — это тиллоиды Гавермент-Риф системы Витватерсранд. Ориентировочный возраст последней — 2400—2500 млн. лет, так как она, по-видимому, моложе 2600 млн. лет, но древнее 2300 млн. лет (Geochronologie..., 1968), а также содержит ураниниты, имеющие возраст 2400—2600 млн. лет (Соботович, Гращенко, 1962). Тиллоиды содержат типичные штрихованные обломки и приурочены к древним дельтам или конусам выноса. Они скорее всего представляют собой переработанные отложения горных или предгорных ледников. Хорошим примером нижнепротерозойских ледниковых отложений являются тиллиты Гурона Канады, которые образуют три самостоятельных стратиграфических горизонта Рамзай-Лейк (Уайскей), Брюс и Гауганда, разделенные несогласиями и мощными толщами осадочных пород. Возраст верхних гаугандских тиллитов 2288±87 млн. лет, а двух нижележащих, по-видимому, не более 2400—2500 млн. лет (Fairbairn et al., 1969). Происхождение тиллитов, особенно гаугандских, доказано весьма полным комплексом диагностических признаков: наличием ледникового ложа, присутствием эрратических, штрихованных и крупных обломков, варвов, следами айсбергового разноса, широкой площадью распространения, пологим палеорельефом, незрелым вещественным составом, типичными структурами и текстурами. Гаугандские ледники двигались в общем в южном направлении и на юго-востоке достигали моря, образуя марино-гляциальные толщи (Ioung, 1970). Близкие по возрасту и литологии тиллоиды Ферн-Крик и Рини-Крик Мичигана, Хэдкуотар, Вайоминга, Шибугамо Южного Квебека, Монтгомери-Лейк и Падлей Северо-Западной Канады принадлежат, возможно, к тому же оледенению, охватывавшему огромную территорию на юго-востоке Канадского щита (Ioung, 1970). Несколько более молодой возраст (около 2100—2200 млн. лет) имеют тиллиты Грикватаун и Даспорт Южной Африки (Geochronologie..., 1968). Их ледниковое происхождение подтверждено присутствием характерных ледниковых валунов, ложа и варвов с вкрапленными камнями. Тиллиты ассоциируют с флювиогляциальными и мариногляциальными отложениями (Visser, 1971).

В СССР нижнепротерозойские тиллоиды отмечены в Карелии, Казахстане и Восточной Сибири. Природа их, за исключением сариолийских конгломератов (Негруца, 1967), специально не изучалась. Часть этих тиллоидов, как и сариолийские, имеет по-видимому, неледниковое происхождение, но другие, например тиллоиды так называемой хотской свиты Западного Прибайкалья и района Янис-Ярви Карелии, могут оказаться тиллитами.

В большом стратиграфическом интервале докембрия, охватывающем верхнюю часть нижнего протерозоя (или средний протерозой, по данным других авторов), весь нижний и средний рифей, тиллитов не установлено, а тиллоиды достаточно редки и, судя по ряду признаков, имеют, вероятно, неледниковое происхождение. Большая часть докембрийских тиллитов и тиллоидов сосредоточена в верхнем и терминальном рифее. Ледниковое происхождение тиллитов в этом интервале хорошо аргументировано для Европы (Holtedahl, 1961; Banks et al., 1971; Чумаков, 1971), Азии (Норин, 1940; Ли, 1940; Зубцов, 1972), Африки (Biju — Duval, Gariel, 1969, Binda, Eden, 1972), Австралии (Dow, Gemuts, 1969; Браун, 1970), Северной и Южной Америки (Aalto, 1971; Blondeau, Lowe, 1972). Вместе с сопутствующими породами верхнекембрийские тиллиты образуют несколько региональных разновозрастных ледниковых горизонтов. Поскольку обнаружить их разновозрастность первоначально не удавалось, все они долгое время приписывались

одному оледенению, которое датировали самым концом докембрия или началом кембрия. Так же как в нижнем протерозое, оледенения имели во многих случаях материковый характер. Об этом свидетельствует широкое территориальное распространение ледниковых отложений на платформах и присутствие мариногляциальных фаций.

Самым нижним из ледниковых горизонтов верхнего докембрия является, очевидно, конголезский гляцигоризонт Экваториальной Африки (Бол. Конгломерат Катанги, Нижний тиллоид Западной части Конго, быть может тиллиты Кайгас на юго-западе Африки). Этот горизонт относится к средней части верхнего рифея, поскольку залегает выше верхнерифейского комплекса строматолитов, обнаруженного в серии Бушимаи (Bertrand-Sarfati, 1972). Более молодой заирский гляцигоризонт этого района (Мал. Конгломерат, Верхний тиллоид Западной части Конго) принадлежит к верхней части верхнего рифея, так как по имеющимся данным он моложе 890 млн. лет и древнее 720—740 млн. лет (Cahen, 1970). Ему, по-видимому, соответствует намибийский ледниковый горизонт Юго-Западной Африки (тиллиты Чуос, Отави, очень вероятно Нумис). Ледниковым горизонтам Африки по возрасту близки (Compston, Arriens, 1968; Dow, Gemuts, 1969) нижний и верхний подгоризонты юднаматанского ледникового горизонта Австралии (тиллиты Библиендо, Арийонга, Фаргу и Стерт-Годж, Мунлайт-Велли, Уольш соответственно). Позднерифейский возраст имеют также тиллиты Маунтин-Роджерс, Тоби и, по-видимому, Кингстон-Пик с Моренесё Северной Америки. Первые два, судя по изотопному возрасту (соответственно около 820 млн. лет, 865—900 млн. лет), могут быть стратиграфически близки конголезскому ледниковому горизонту Африки.

Более молодой лапландский ледниковый горизонт Европы и Северной Атлантики относится к нижней части терминального рифея (возраст 650—670 млн. лет). Этому горизонту соответствуют или близки по возрасту западноафриканский ледниковый горизонт и эганский ледниковый горизонт Австралии, а также наньтоуский горизонт Южного Китая, нижние тиллиты Средней Азии и тиллоиды Пирадон Корейского полуострова (Чумаков, 1972). Возможно, что верхние тиллиты Средней Азии и тиллиты Лочуань Центрального Китая принадлежат к этому же уровню, но последние данные склоняют нас к тому, что эти тиллиты относятся к верхам терминального рифея (Королев и др., 1971), и, по-видимому, образуют самостоятельный гляцигоризонт.

Таким образом, в докембрии вырисовываются два крупных отрезка времени — нижняя часть нижнего протерозоя и верхняя часть рифея, в течение которых на Земле неоднократно происходили обширные оледенения. Они разделялись еще более крупным периодом времени, в течение которого оледенения не известны и даже тиллоиды редки. Можно думать, конечно, что оледенения в этом интервале еще не обнаружены или следы от них не сохранились. Отложения, непосредственно следующие за Гуроном и предшествующие верхнему рифею, великолепно обнажены во многих районах мира и изучены не хуже Гурона и верхнего рифея. Это заставляет предполагать, что непосредственно после гуронско-грикватаунских и перед конголезско-юднамантаусскими других оледенений значительное время не было. Данный вывод подкрепляется тем, что в фанерозое сейчас тоже устанавливается приуроченность оледенений к определенным крупным стратиграфическим интервалам (рис. 37). Верхнепалеозойские оледенения Гондваны происходили не только в конце карбона — начале перми, как думали раньше, а начались в девоне и продолжались в течение всего карбона и почти всей перми (Growell, Frakes, 1970; Браун и др., 1970). Кайнозойские оледенения начались, по крайней мере, в миоцене (Banty et al., 1969) и продолжаются до настоящего времени. В то же время все прежние указания на ледниковые отложения в мезозое не подтверждались.

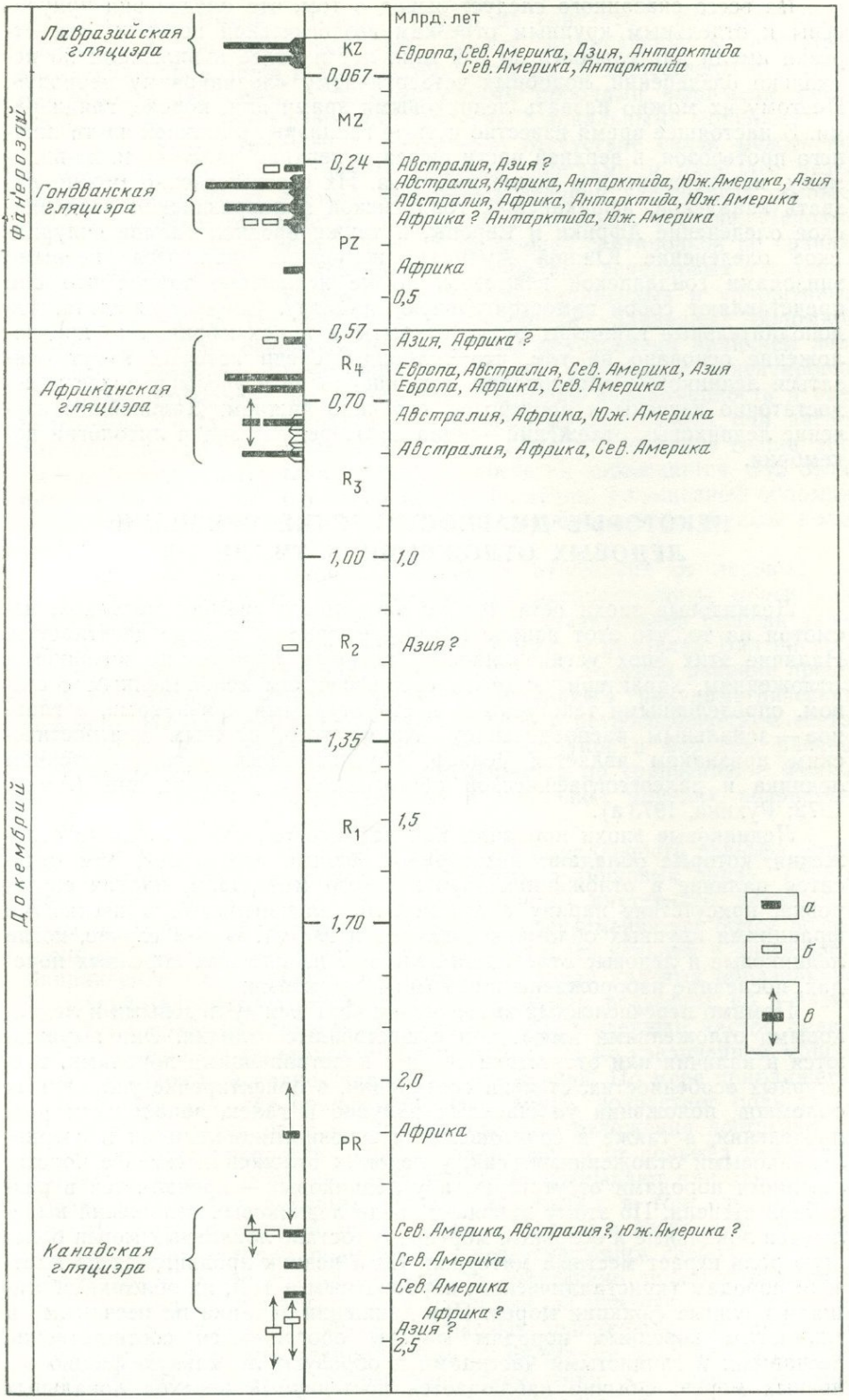


Рис. 37. Стратиграфическое распределение оледенений

а — установленные; *б* — предполагаемые и возможные; *в* — возможные возрастные пределы оледенений

Из всего сказанного следует вывод о том, что оледенения приурочены к отдельным крупным отрезкам геологической истории. Эти отрезки имели длительность до 200 млн. лет и более и включали по несколько оледенений, подобных четвертичному «ледниковому периоду». Поэтому их можно назвать ледниковыми эрами или, короче, гляциэрами. В настоящее время известно четыре гляциэры: в нижней части нижнего протерозоя, в верхней части рифея, в верхнем палеозое и, по-видимому, незавершенная в конце кайнозоя. Их соответственно можно назвать канадской, африканской, гондванской и лавразийской. Ордовикское оледенение Африки и Европы, а также предполагаемое силурийское оледенение Южной Америки, возможно, являются первыми эпизодами гондванской гляциэры, но не исключено также, что они представляют собой самостоятельную гляциэру. Следует ожидать, что дополнительные гляциэры будут открыты и в докембрии. Это предположение основано на том, что тиллоиды, среди которых могут оказаться ледниковые образования, совершенно не изучены в архее и недостаточно изучены в протерозое, особенно нижнем. Дальнейшее изучение ледниковых отложений — одна из очередных задач литологии докембрия.

НЕКОТОРЫЕ ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЛЕДОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ТИЛЛИТОВ

Ледниковые эпохи остаются до настоящего времени загадкой, несмотря на то, что этот вопрос интересует ученых многие десятилетия. Наличие этих эпох устанавливается главным образом по возникшим отложениям, характеризующимся специфическим вещественным составом, определенными текстурными и структурными признаками, а главное — зональным распределением. Кроме того, важным диагностическим признаком является рельеф, обусловленный распространением ледника и палеогеографической обстановкой его деградации (Асеев, 1972; Рухина, 1973 а).

Ледниковые эпохи породили как ледниковые, так и ледовые отложения, которые обладают некоторыми общими чертами. К ним относится наличие в отложениях эрратического материала, плохая сортировка, присутствие наряду с глинистыми, алевритовыми и песчаными фракциями крупных обломков (валунов и галек). В том случае, когда ледниковые и ледовые отложения залегают на плотных коренных породах, последние изборождены шрамами и штрихами.

Помимо перечисленных выше общих черт между ледовыми и ледниковыми отложениями имеются и существенные отличия. Они выражаются в наличии или отсутствии связи с подстилающими породами, текстурных особенностях, степени сортировки, в ориентировке удлиненных обломков, положении уплощенных валунов и галек, зональности распределения, а также в соотношении с флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями. Так, у ледовых отложений связь с подстилающими породами отсутствует, а у ледниковых — проявляется в различной степени. По этому признаку среди ледниковых отложений выделяются локальные и основные морены. В составе локальных морен большую роль играет местный материал. Если ледник продвигался по плотным породам (кристаллическим, карбонатным и др.), их обломки обогащали крупные фракции морен. При движении ледника по песчаным и глинистым коренным породам морены обогащаются соответственно песчаными и глинистыми частицами и образуют локальную фацию основных морен. Обычно наблюдается постепенный переход локальных морен к коренным породам. Так, локальные морены в пределах распространения синих кембрийских глин в Приневской впадине отлича-

ются от коренных пород часто лишь присутствием валунов кристаллических пород (Рухина, 1973 б). Иногда на контакте с подстилающими породами наблюдаются текстуры захвата, возникающие в результате внедрения пород ложа в виде полос и языков. В вещественном составе основных морен связь с подстилающими породами выражена менее четко, а контакт более резко по сравнению с локальными моренами.

Для ледовых отложений характерно отсутствие связи между вещественным составом и подстилающими породами и наиболее резко выраженный контакт с ними. Некоторые отличия ледниковых отложений от ледовых отмечаются в гранулометрическом составе. Ледовые отложения обладают обычно несколько лучшей сортировкой по сравнению с ледниковыми. К отличительным признакам ледниковых и ледовых отложений относится также расположение удлиненных и уплощенных валунов и галек. Определенная ориентировка удлиненных обломков свойственна лишь основным моренам. Она обусловлена наличием ледниковых «потоков». Естественно, у ледовых отложений ориентировка обломков отсутствует, но отмечается некоторая закономерность в расположении уплощенных обломков. В ледовых отложениях они располагаются по уплощению параллельно друг другу и подошве толщи, тогда как в ледниковых такая закономерность не наблюдается. Это отличие обусловлено тем, что падая на дно бассейна, уплощенные обломки, включенные в айсберги и паковый лед, приобретают устойчивое положение.

Существенным отличием ледниковых отложений от ледовых является их зональность. Она фиксируется распределением морен различного вещественного состава, который в значительной степени зависит от состава местных коренных пород. Так, в пределах Балтийского кристаллического щита морена опесчанена. На Русской равнине преобладает суглинистая морена с весьма выдержанным гранулометрическим составом. Намечаются некоторые отличия и в петрографическом составе валунов. Количество кристаллических валунов в моренах, распространенных на Русской равнине, уменьшается по сравнению с Фенноскандией. Среди них, в особенности в локальных моренах, возрастает содержание обломков осадочных пород.

Для ледниковых отложений характерна зональность рельефа, которая наиболее ярко выражена в краевых ледниковых зонах (Асеев, 1965). Плоские и слегка волнистые равнины внутренней ледниковой зоны по мере приближения к краевому поясу сменяются более возвышенными волнистыми равнинами. Контрастность рельефа в дистальном направлении увеличивается и сливается с зоной краевых образований. Последние характеризуются не только сложным рельефом, но и разнообразным гранулометрическим составом, обусловленным частой сменой литологических и генетических разностей, а также увеличением мощностей ледниковых и водно-ледниковых отложений. По мере приближения к краю ледника, где происходило его таяние, возрастает роль талых вод, и водно-ледниковые и ледниково-водные отложения достигают самого широкого распространения. В зависимости от рельефа перигляциальной зоны к краевой ледниковой полосе примыкают или зандры, или озерно-ледниковые равнины. Первые возникают в том случае, когда рельеф предфронтальной зоны полого наклонен в сторону от ледника, вторые — при наличии повышений, препятствующих свободному стоку талых вод. Все это позволяет отличать собственно ледниковые отложения от ледовых, в распределении которых не отмечается зональности. Ледовые отложения не образуют краевых ледниковых зон. Они не сопровождаются флювиогляциальными отложениями, но часто сочетаются с озерно-ледниковыми, которые при обогащении обломочным материалом, вытаявшим из айсбергов, могут переходить в валунсодержащие суглинки. Такие валунные суглинки часто подстилаются, переслаива-

ются и замещаются бассейновыми отложениями. Несмотря на упомянутые выше отличия, часто одни и те же отложения разные исследователи относят то к собственно ледниковым, то к ледовым.

Еще труднее установить ледниковый или ледовый генезис для древних ледниковых и ледовых отложений — тиллитов. Как отмечает Н. М. Чумаков (1973), диагностика тиллитов затруднена их метаморфизмом или глубоким эпигенезом, почти полным отсутствием палеогеоморфологических признаков и малой обнаженностью. Все это привело некоторых исследователей к отрицанию доплейстоценовых оледенений (Синицын, 1965 б). Для выяснения палеоклиматов роль тиллитов, появление которых было обусловлено похолоданием, очень велика, поэтому их диагностика привлекает пристальное внимание геологов. Задача несколько облегчается тем, что к тиллитам относят как ледниковые, так и ледовые отложения. При изучении тиллитов необходимо выявление площадного распространения эрратического материала, что помогает провести отличия между тиллитами и псевдотиллитами, к которым могут относиться древние элювиальные, делювиальные, пролювиальные, солифлюкционные и подводно-оползневые отложения.

В распознавании тиллитов большое значение придается соотношению их с подстилающими породами, сочетанию с флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями. Принято считать, что древние ледниковые отложения залегают на отполированных и штрихованных породах ледникового ложа. Однако, как отмечалось выше, некоторые собственно ледниковые отложения (локальные морены) не имеют четкой границы и коренные породы переходят в морены без резкого несогласия. На такие переходы надо обращать внимание при изучении тиллитов. Расположение уплощенных обломков параллельно друг другу и подошве слоя наблюдается не только в ледовых отложениях, но и в делювиальных, солифлюкционных и подводно-оползневых.

Здесь уместно будет отметить, что часто для обоснования ледникового генезиса отложений используют «ледниковую» штриховку на валунах и гальках. Некоторые исследователи отмечают, что валуны с ледниковой штриховкой позволяют выделить покровно-ледниковые отложения среди ледовых (Лаврушин, 1969). Другие считают, что для валунов, приуроченных к тиллитам, характерна «ледниковая» штриховка. Наблюдения над валунами, включенными в припай и айсберги, показывают, что многие из них имеют штрихованную поверхность, обусловленную движением льда с включенными в него обломками по поверхности коренных пород (Чувардинский, 1970). Поэтому штриховка на валунах или, как часто говорят, валуны с «ледниковой» обработкой, не является доказательством покровного оледенения. Больше того, следы «ледниковой» обработки отмечены на валунах и гальках делювиальных, солифлюкционных и других отложений, по своему генезису не имеющих ничего общего с оледенением (Замаруев, 1971).

Анализ тиллитов показывает их широкое распространение в геологическом прошлом. Детальное их изучение, несомненно, поможет выявить среди них собственно ледниковые отложения и более полно вскрыть палеогеографию геологического прошлого.

ГЕНЕЗИС САРИОЛИЙСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ТИЛЛИТОВ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Сариолийская серия на большей части Балтийского щита начинает третий структурно-формационный комплекс докембрия, выделяемый вслед за П. Эскола под названием карельского. Ее возраст близок к 2600—2700 млн. лет. Однотипные по положению с сариолийской серией

базальные слои гуронского комплекса Канады, серия Доминионриф в южной Африке и другие имеют много сходных формационных черт, главной из которых является их «тиллитоподобный» облик.

П. Эскола по материалам Балтийского щита (Eskola, 1925), Ф. Петтиджон (Pettijohn F., 1943, 1962), П. Шенк (Shenk, 1966) по канадским источникам, Дю Тойт на основании находок на Африканском континенте обосновали ледовую гипотезу происхождения ряда докембрийских образований и, в первую очередь, валунно-галечных конгломератов. Сариолийские конгломераты описаны как тиллиты (Леонова, 1958; Хейсканен и др., 1972), однако при детальном литологическом изучении валунно-галечных конгломератов некоторые исследователи отмечали, что обломочный материал отлагался не ледниками, а водными потоками (Лобанов, 1963; Лунева, 1963 б; В. Негруца, 1963).

На Балтийском щите до недавнего времени в состав сариолийской серии включались исключительно терригенно-осадочные образования. Предполагаемая ранее связь сариолийских конгломератов с вулканизмом (Судовиков, 1934; Эскола, 1967; Т. Негруца, 1967; В. Негруца, 1963) сейчас считается очевидной. По мнению петрозаводских геологов (Соколов, Светов и др., 1972), вулканические извержения происходили в условиях замыкания лопской геосинклинали и способствовали формированию нижнепротерозойской осадочно-вулканогенной молассы.

Согласно данным наших исследований, извержения возникли вслед за длительным периодом континентального платформенного стояния территории Балтийского щита и знаменуют начальный этап нового карельского тектоно-магматического мегацикла, отмечая собой стадию активизации эпилопской области завершенной складчатости. Основная площадь излияния локализовалась в пределах сравнительно неширокой (до 50 км), но протяженной (более 450 км) зоны сочленения Беломорского блока и Карельского массива (Т. Негруца и В. Негруца, 1973). Краевая часть массива в этот период представляла собой систему блоков, разделенных узкими депрессионными структурами (рис. 38). В пределах структур вулканические породы сочетаются с осадочными: конгломератами, аркозами, туффитами. Как правило, в нижней части разреза преобладают вулканогенные породы, в верхней — осадочные, главным образом, конгломераты. В пределах самого массива в таких же, но менее глубоких грабеноподобных структурах развиты почти исключительно осадочные породы; лишь иногда устанавливаются прослои и линзы вулканогенных образований. По данным изучения более 80 разрезов, объем лав, излившихся на территории Карелии в сариолийский цикл, в среднем превышает 2,5 тыс. км^3, тогда как осадочные породы составляют не многим более 500 км^3.

Анализ мощностей сариолийских отложений и характер соотношения с перекрывающими их ятулийскими образованиями показывает, что сариолийские структуры были захоронены под плащем ятулийских образований практически в неизмененном виде. Они образуют линейновытянутые полосы преимущественно северо-западного простирания со скачкообразным, чаще асимметричным характером уменьшения мощностей отложений от центра к периферии. Структуры напоминают тектоно-вулканические депрессии, возникающие в связи с заложением и развитием тектонических швов и зон параллельных разломов (рис. 39).

В ряде мест в основании сариолийской серии устанавливаются горизонты метаморфизованной химической коры выветривания площадного типа. Существенно, что она развита на сумских вулканитах, подстилающих сариолийские образования, но относящихся к тому же этапу тектонической активизации, что и сариолий. По обрамлению карельского массива среди вулканогенных образований сариолия развиты мощные (до 200 м) и протяженные (15—30 км) горизонты и линзы мономинеральных кварцевых псефитовых и псаммитовых пород, продуктов

кор выветривания. Иногда в валунных конгломератах наблюдаются валуны с коркой химического выветривания. Они встречаются на разных стратиграфических уровнях серии. В селецком разрезе, где сариолийская серия представлена в основном осадочными образованиями и разрез серии имеет слабо выраженный регрессивный характер, сариолий

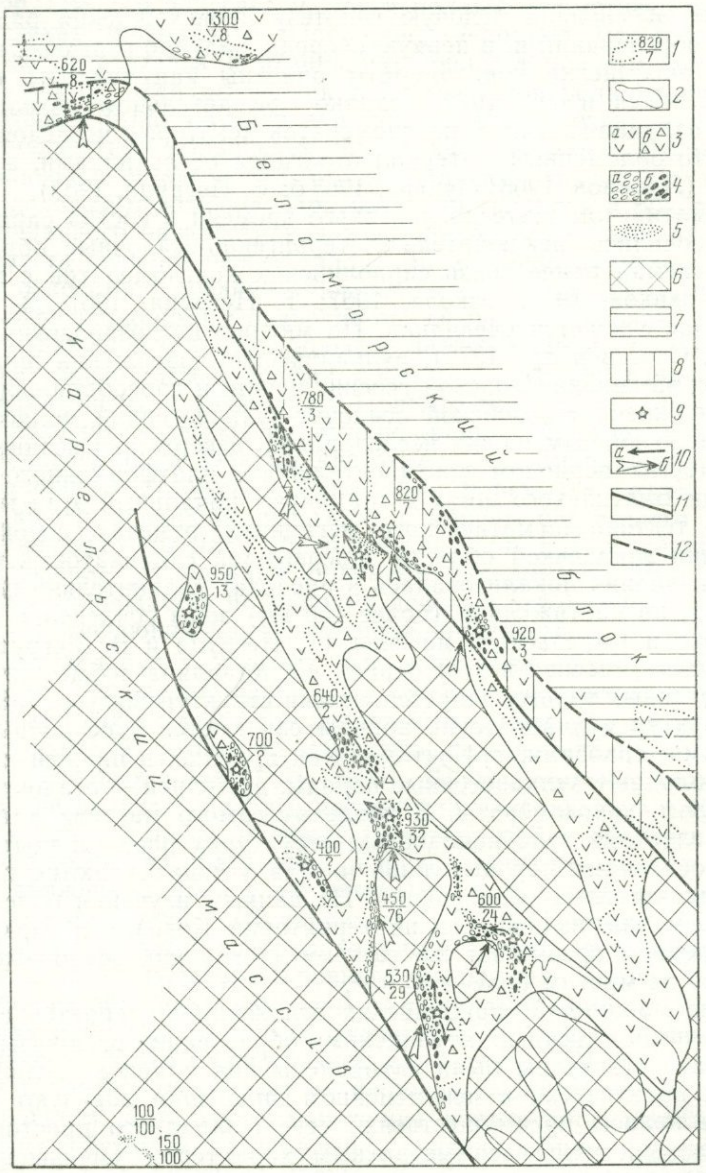


Рис. 38. Палеогеографическая схема Карелии конца сариолийского времени

1 — современное распространение сариолийских образований (цифры в числителе — средняя мощность для структуры, в знаменателе — процент осадочных пород от общей мощности разреза серии); *2* — предполагаемое распространение осадочно-вулканогенных образований; *3* — преимущественное развитие лав (*а*) и пирокластов (*б*); *4* — конгломераты: *а* — преимущественно гранитного состава, *б* — вулканогенного состава; *5* — область развития мономинеральных кварцитов и кварцевых конгломератов; *6* — суша, не охваченная вулканизмом и осадконакоплением; *7* — область предполагаемого устойчивого морского бассейна; *8* — зона параллического осадконакопления; *9* — предполагаемые центры вулканических излияний; *10* — направление течения лав (*а*), направление сноса обломочного материала (*б*); *11* — границы тектонических зон сариолийского времени; *12* — зона сочленения Карельского массива с Беломорским блоком

завершается кварцито-песчаниками, образованными также за счет продуктов размыва химических кор выветривания. По-видимому, в период формирования сариолийской серии климатические условия, так же как и в последующее ятулийское время, были благоприятными для интенсивного химического выветривания и, если исходить из принципа актуализма, то такие условия не совместимы с ледовым типом литогенеза.

Весьма интересными и информативными для генетических построений являются наблюдения над контактами пород сариолийской серии. Устанавливается три типа нижних контактов осадочных пород: а) по-

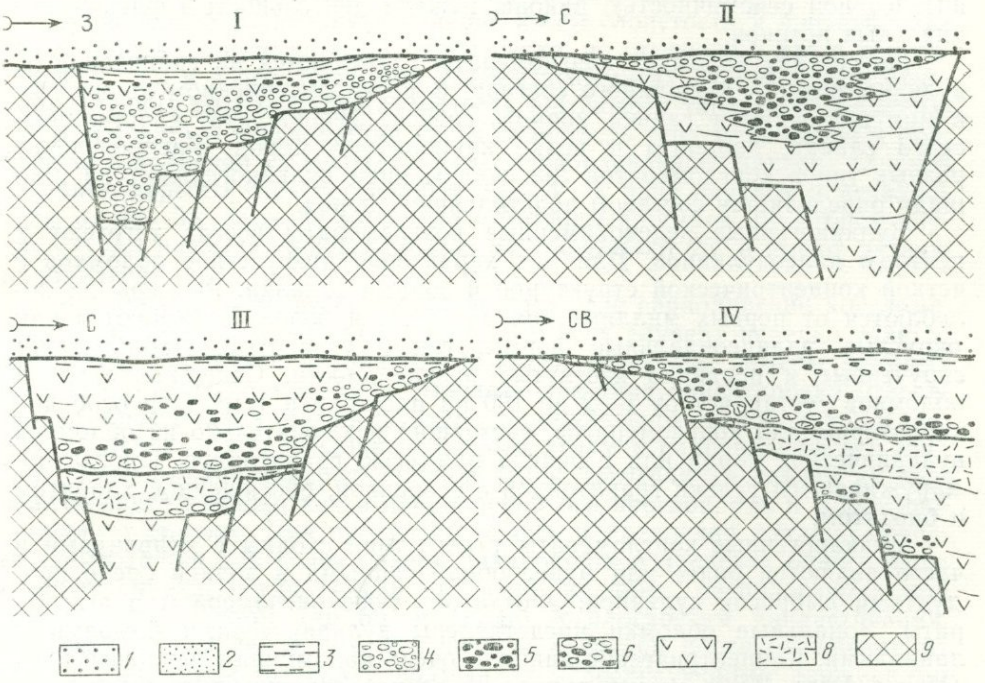


Рис. 39. Типы сариолийских палеоструктур
I — селецкий, II — сондальский, III — панаярвинский, IV — лехтинский

1 — ятулийские отложения; *2* — железистые кварцито-песчаники; *3* — туффиты; *4* — гранитные конгломераты; *5* — вулканогенные зеленокаменные конгломераты, туфоконгломераты, частично агломераты; *6* — конгломераты смешанного состава; *7* — вулканиты основного состава; *8* — вулканиты кислого состава; *9* — фундамент

степенный с корой выветривания в основании; разрез нижней части осадочного горизонта имеет как бы регрессивный характер; б) с разбитыми трещинами на блоки породами фундамента (блоки вверху как бы смещены со своего первоначального положения и порода приобретает облик элювиальной брекчии, постепенно замещаемой конглобрекчией элювиально-делювиального типа, которая сменяется конгломератом); в) неровный с островершинными выступами и глубокими карманами.

Верхние контакты осадочных тел также можно разделить на три типа: а) постепенный, выраженный изменением состава или зернистости, текстуры, структуры; б) резкий, когда один литологический тип породы замещается другим, но граница между ними ровная без следов размыва и в) с размывом (нередко наблюдаются карманы глубиною до нескольких десятков сантиметров и шириной до первых метров, образованные вследствие эрозионной деятельности потоков). Среди боковых контактов наиболее характерны: взаимное вклинивание пород друг в друга по типу «ласточкиного хвоста» или простого «клина» и врезание одних пород в другие (более грубые отложения заполняют промоины в менее грубых).

Для сариолийской серии характерна ритмичность разного масштаба от макро до элементарной. Устанавливается от одного до трех макроритмов, имеющих трансгрессивно-регрессивное строение с редуцированной регрессивной частью. Мощность макроритмов от 100 до 500 м. Ритмы более мелких порядков обусловлены сменой типов пород, изменением состава, степени сортированности и окатанности материала, текстурой и т. д. и выражены нечетко. Четко устанавливается ритмичность, выраженная пульсационными движениями дна бассейнов осадконакопления или прилегающих частей суши, и более мелкая, связанная с зарождением и отмиранием потоков. Ритмичность обусловлена, скорее всего, интенсивной сейсмичностью района, нежели деятельностью флювиогляциальных потоков.

По составу обломков конгломераты разделяются на гранитоидные, вулканогенные и смешанного состава. В резко подчиненном количестве в них встречаются гальки кварца, гнейса, амфиболита, кристаллического сланца, кварцита и редко карбонатных пород. Распределение разных типов конгломератов (за исключением вулканогенных) на площади определяется составом подстилающих пород.

Вулканогенные зеленокаменные конгломераты всегда тяготеют к центрам палеовулканов. Для них характерно присутствие обломков с четкой концентрической структурой и зонами закалки. Размеры их колеблются от первых миллиметров до 15 см и более. Встречаются как округлые, эллипсоидальные формы, так и угловатые. Наблюдаются скрученные и первично изогнутые разновидности. Содержание таких обломков составляет от 1—2 до 100 на площади в 1 м^2. Они особенно характерны для конгломератов, состоящих исключительно из обломков вулканических пород или с редкой примесью гранитоидов. Иногда обнаруживаются гальки гранитоидов с оторочкой, обогащенной хлоритом и биотитом.

Вулканогенные конгломераты такого типа сходны с тефроидами и часто являются более или менее обработанными в водной среде продуктами выбросов вулканов; иногда это туфоконгломераты и агломераты. Зональные обломки представлены вулканическими бомбами и лапиллями. Концентрические лапилли очень напоминают пепловый град (Moore, Peck, 1962), имеют локальное распространение и приурочены к вулканическим центрам. Чаще встречаются слабо отсортированные разновидности. Размер обломков колеблется от валунно-глыбовых (наиболее крупные глыбы гранитного состава) до гравийных, преобладают крупно- и среднегалечные конгломераты. Нередко наблюдается грубая слоистость градационного типа, отражающая смену неотсортированных пород более отсортированными. Распространенным типом слоистости в конгломератах является чередование разногалечных по размеру пластов. Окатанность и форма обломков разная. Для гранитоидов и других пород фундамента характерна хорошая окатанность, только в основании серии наблюдаются слабоокатанные обломки. Для вулканогенных пород характерны слабая окатанность, овально-удлиненные, изометрические и плоские формы. Хорошо «окатанными» являются вулканические бомбы, лапилли и часть переотложенных пирокластов. Форма галек также зависит от их состава. Для гранитоидов характерна округлая изометричная форма. Встречаются караваеобразные валуны, а также идеально окатанные, напоминающие пушечные ядра. Редко можно встретить утюгообразные формы. Часто обломки расколоты в процессе переноса. На основании таких наблюдений можно говорить о большой динамической силе потоков.

Упаковка материала в конгломератах достаточно плотная, однако нередки случаи, когда содержание галек и валунов в породе колеблется от 1 до 10—25%. Породы, несущие валуны, бывают неслоистые и тонкослоистые. Нередко обломки концентрируются в линзовидные скопления,

достигающие иногда нескольких метров в длину при мощности от первых сантиметров до 1 м и более.

Тонкослоистые пелитовые и пелит-псаммитовые породы всегда имеют темно-зеленовато-серую окраску и состоят из гидрослюды и хлорита с тем или иным количеством полевого шпата, апатита, кварца и гидроокислов железа. Слоистость — ленточная, градационная, напоминающая сезонную. С такими породами иногда связаны горизонты туфов, лав, туфоконгломератов, лавобрекчий. В ряде случаев они образуют изолированные площади на участках предполагаемых центров излияний. Это дает основание считать их туффитами, возникшими в условиях замкнутых бассейнов, заполнявших опускания кальдерного типа.

Необходимо подчеркнуть наличие косой слоистости и ориентировки галек. Косая слоистость встречается редко, но отмечается как в конгломератах, так и в чередующихся с ними псаммитах. Наблюдается однонаправленная грубая косая слоистость потокового типа (в конгломератах и аркозах) и перекрестная косая слоистость типа мелководья и прибрежного волнения (в аркозах). Углы первоначального наклона слойков в сериях первого типа составляют 30—54°, в ряде случаев отмечались углы до 50—55°. Наклон их всегда в стороны прогибов. Во втором случае — углы наклона слойков обычно не превышают 25° и имеют разную направленность.

В Карелии часто встречаются участки, где сариолийские конгломераты практически недеформированы, и в этих случаях нередко удается наблюдать первичное расположение галек. Массовые замеры длинных осей галек дают возможность выделить два типа ориентировки относительно простирания палеоструктур сариолийского осадконакопления: параллельную и под различным острым углом к направлению оси прогиба. Реже можно измерить наклон галек. Отмечаются случаи их первоначального наклона как в направлении оси прогиба, так и в противоположную сторону. Два противоположных направления наклона нередко наблюдается для галек разной размерности в пределах одного слоя. Бывают случаи, когда гальки, особенно крупные, располагаются под очень крутым углом (до 60° и более) к плоскостям напластования. Создается впечатление, что эти валуны и гальки после отложения из густой взвеси как бы снизу подмывались последующими движениями потока и дополнительно выпрямлялись в сторону его течения иногда до полного опрокидывания их против течения.

Итак, в формировании осадочно-вулканогенных образований сариолийской серии главную роль играл эндогенный фактор; влияние климата, хотя и отразилось на образовании кор выветривания и их продуктов, но было менее значительным. Действие экзогенных факторов проявилось в основном в пределах массива, где накапливались мощные (до 500 м) пласты валунно-галечных конгломератов и аркозов. Однако здесь их действие контролировалось вулкано-тектоническими процессами. Рассматриваемые отложения по типу литогенеза принадлежат осадочно-вулканогенному типу.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ

Изучение глинистых отложений докембрия, восстановление их первичного состава и условий образования имеет большое значение для палеогеографических реконструкций и выяснения закономерностей и особенностей докембрийского осадконакопления. Глинистые породы представляют собой наиболее распространенную группу среди других осадочных образований, а их минеральный состав служит хорошим показателем палеотектонических, палеоклиматических и палеогеографиче-

ских условий формирования отложений (Викулова и др., 1957; Милло, 1968; Ратеев, 1964 а; Ронов, Хлебникова, 1957; Страхов, 1960).

При восстановлении первичных особенностей глубокометаморфизованных глинистых толщ первостепенное значение приобретает химический состав пород, поскольку между минеральным и химическим составом глин существует достаточно тесная взаимосвязь (Викулова и др., 1957). Можно полагать, что исходный химический состав пород при собственно региональном метаморфизме существенных изменений не претерпевает (Головенок, 1973; Кепежинскас и др., 1970, 1971), и следовательно, он вполне обоснованно может быть использован при характеристике метаморфизованных глинистых отложений.

При восстановлении первичного минерального состава в перекристаллизованных породах мы можем опираться только на данные валовых химических анализов, в то время как для неметаморфизованных глин чаще всего производятся анализы глинистой фракции (меньше 0,001 мм), что позволяет избежать искажений состава глинистой части пород за счет механических примесей неглинистых компонентов. Вследствие этого далеко не всегда можно определенно судить об исходном минеральном составе исследуемой породы только по содержанию тех или иных породообразующих окислов, выраженному в весовых процентах.

Для наиболее распространенных в природе глинистых минералов каолинитовой, гидрослюдистой и монтмориллонитовой групп и фракций меньше 0,001 мм отношения глинозема к кремнезему, суммы Na_2O и CaO к сумме K_2O и MgO, K_2O к MgO различны, но внутри каждой группы довольно постоянны, что в значительной мере позволяет избежать влияния примесей, а также судить о присутствии в исследуемой породе смеси из двух или нескольких глинистых минералов.

Глины и минералы каолинитовой группы наиболее резко отличаются от других минералогических типов (табл. 14). Для них характерно весьма высокое (до 30% и более) содержание глинозема и в связи с этим большие значения кремневого модуля (0,60—0,85), хотя в природных глинах эти показатели несколько снижаются из-за примеси свободного кремнезема. Количество окислов щелочных и щелочноземельных элементов в каолинитовых глинах незначительно и не превышает 3—5%, а отношение их суммы к глинозему составляет всего 0,03—0,13 с тенденцией к увеличению в валовых пробах. Характерно, что в глинах этой группы отношения K_2O и MgO очень высокие. Они намного больше, чем в среднем для гидрослюд и гидрослюдистых глин, что может указывать на примесь в каолинитовых глинах минералов гидромусковитового ряда, более устойчивых в условиях глубокого выветривания по сравнению с железо-магнезиальными гидрослюдами.

Гидрослюдистые глины и минералы характеризуются в целом более низким содержанием глинозема и меньшими значениями кремневого модуля, но в чистых разновидностях глин и самих гидрослюдах содержание глинозема довольно высокое (до 25% и более), в связи с чем значения кремневого модуля повышаются до 0,50—0,52, приближаясь к таковым в каолинитовых глинах. Однако гидрослюдистые глины отличаются от каолинитовых большим содержанием щелочных и щелочноземельных элементов, отношение суммы окислов которых к глинозему (несмотря на значительное его количество) достигает 0,36—0,51. Среди указанных элементов в гидрослюдистых глинах преобладают окислы калия и магния с отношениями между ними 1,4—1,7.

Монтмориллонитовые глины и минералы отличаются невысоким содержанием глинозема и умеренным суммарным содержанием окислов щелочных и щелочноземельных элементов. Кремневый модуль в них ниже, чем в гидрослюдах и чистых гидрослюдистых глинах, но

Таблица 14

Содержания породообразующих окислов и отношения между ними в основных минеральных типах глин, их фракциях меньше 0,001 мм, глинистых минералах и изверженных горных породах

№ п/п*	Порода, минерал	SiO_2	Al_2O_3	$\Sigma_{щ, щз}$**	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{\Sigma_{щ, щз}}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O}{MgO}$
	Каолинитовая группа						
1	Каолинит (теоретический состав)	46,50	39,50	—	0,85	—	—
2	Галлуазит (теоретический состав)	40,80	34,70	—	0,85	—	—
3	Каолинитовые минералы	47,34	36,00	1,42	0,76	0,04	1,9
4	Каолинитовые глины (0,001 мм)	44,47	36,22	2,31	0,81	0,06	3,1
5	Огнеупорная глина ст. Латной	46,56	36,63	1,27	0,79	0,03	4,6
6	Огнеупорная глина Часов-Яра	53,21	32,15	4,26	0,60	0,13	4,8
7	Континентальные глины жаркого влажного климата	53,32	29,79	3,27	0,56	0,11	2,3
	Гидрослюдистая группа						
8	Иллитовые минералы	48,01	24,82	9,00	0,52	0,36	1,4
9	Гидрослюдистые глины (0,001 мм)	50,31	23,63	9,88	0,47	0,42	1,5
10	Глинистые илы Ладожского озера	58,30	15,03	7,74	0,26	0,51	—
11	Ленточная глина Лисинского лесничества	63,76	18,13	7,78	0,28	0,43	1,7
12	Литориновая глина	62,56	15,14	6,20	0,24	0,41	—
13	Континентальные глины холодного климата	63,06	13,53	10,68	0,21	0,79	2,6
	Монтмориллонитовая группа						
14	Монтмориллонитовые минералы	52,38	18,31	6,77	0,35	0,37	0,1
15	Монтмориллонитовые глины (0,001 мм)	58,73	19,08	8,37	0,33	0,44	0,3
16	Морские глины	58,32	16,60	9,72	0,28	0,58	1,4
17	Морские и лагунные глины аридного климата	51,72	15,44	13,95	0,21	0,90	1,1
	Изверженные горные породы						
18	Изверженные породы (средний состав)	58,14	15,34	15,54	0,26	1,01	0,9
19	Кислые породы	71,00	14,30	10,20	0,20	0,70	5,4
20	Средние породы	57,00	17,50	15,97	0,31	0,91	0,6
21	Основные породы	50,00	16,48	20,07	0,33	1,21	0,2
22	Ультраосновные породы	43,60	12,63	38,11	0,29	3,02	0,01

* Данные из работ: 1—2 — А. Г. Бетехтина (1956); 3, 8, 14 — Р. Грима (1956); 4, 9, 5 — М. Ф. Викуловой (1958); 5, 6, 11, 12 — П. А. Земятченского (1935); 10 — Н. И. Семеновича (1966); 7, 13, 16—22 — А. Б. Ронова, З. В. Хлебниковой (1957).

** $\Sigma_{щ, щз}$ — сумма щелочных и щелочноземельных окислов.

отношения суммы окислов щелочных и щелочноземельных элементов к глинозему довольно близкие. Однако в монтмориллонитовых глинах существенную роль играют CaO и Na_2O, а MgO резко преобладает над K_2O, в связи с чем отношения K_2O к MgO в этих глинах, в отличие от гидрослюдистых, очень низкие и составляют всего 0,1—0,3.

Отмеченные выше особенности основных минеральных типов глин и глинистых минералов и были использованы при выделении петрохимических типов среди метаморфизованных глинистых отложений докембрия и восстановлении их первичного минерального состава (рис. 40, 41).

Для сравнения метаморфических пород с осадочными и изверженными и определения тем самым их первичной природы в разное время был предложен ряд систем пересчета химических составов на некоторые петрохимические «характеристики» или «числа» и способов графического изображения последних (А. Н. Заварицкий, П. Ниггли, А. Симонен, А. А. Предовский и др.). Однако авторы этих методов при разде-

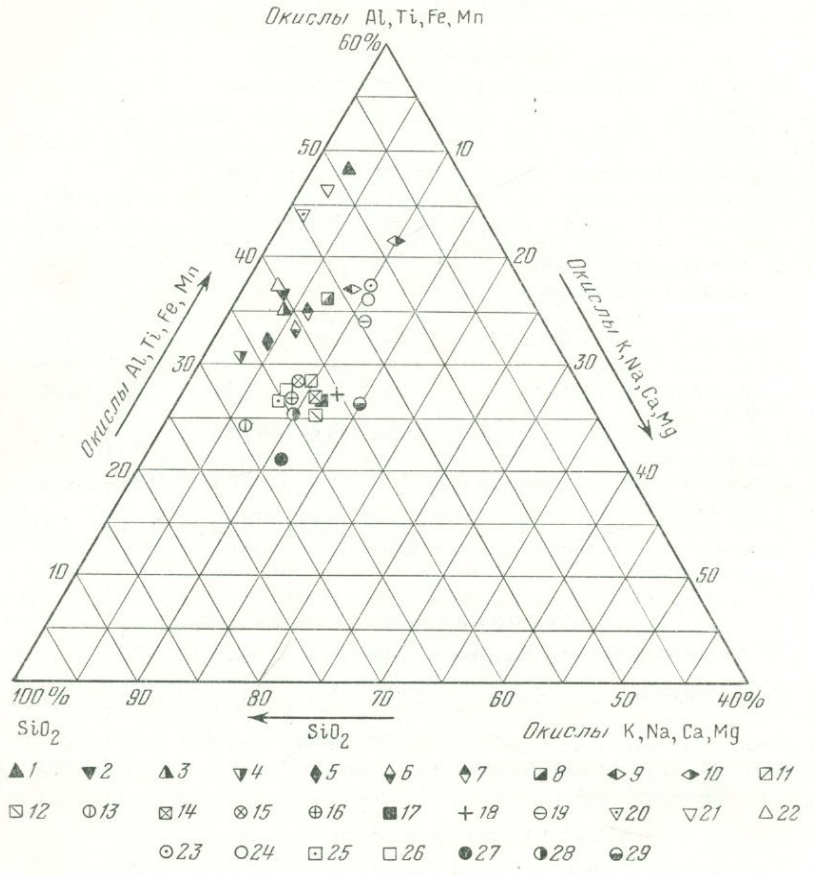


Рис. 40. Диаграмма (SAK) средних химических составов первично глинистых пород докембрия

1 — пурпольская свита; *2* — кейвская серия (пачки А—Г); *3* — анайская свита; *4* — овручская серия; *5* — зигальгинская (таганайская) свита; *6* — система Витватерсранд; *7* — джалагунская свита; *8* — криворожская серия; *9* — дальредская серия; *10*—сланцы Коннемары; *11*—курская серия; *12* — ятулий Центральной Карелии; *13* — кейвская серия (пачка Д); *14* — ладожская серия; *15* — мамская толща (по Н. П. Семененко); *16* — мамская толща (по В. Я. Хильтовой и др.); *17* — мойнская серия; *18* — формация Гоуганда, гурон Канады; *19* — остенсакенская свита Таймыра; *20* — минералы каолинитовой группы; *21* — каолинитовые глины (фр. <0,001 мм); *22* — континентальные глины жаркого влажного климата; *23* — минералы гидрослюдистой группы; *24* — гидрослюдистые глины (фр. <0,001 мм); *25* — минералы монтмориллонитовой группы; *26* — монтмориллонитовые глины (фр. <0,001 мм); *27* — континентальные глины холодного климата; *28* — морские глины; *29* — морские и лагунные глины аридного климата

лении породообразующих элементов на группы исходили в первую очередь из поведения и взаимоотношений между этими элементами в процессах магматического или метаморфического минералообразования. Поведение элементов в экзогенных процессах не учитывалось или учитывалось лишь частично*. В результате, например, железо и магний

* О. М. Розеном (1970) предложена методика пересчета химического состава метаморфизованных пород на определенные минеральные компоненты различных типов глин.

во всех системах пересчета объединяются в одну группу, а в некоторых случаях — кремнезем и двуокись титана.

Предлагаемые расчеты отношений и диаграммы построены, исходя из поведения породообразующих окислов в зоне гипергенеза и геохимических особенностей различных минеральных типов глин. По расположению фигуративных точек, отвечающих химическому составу ис-

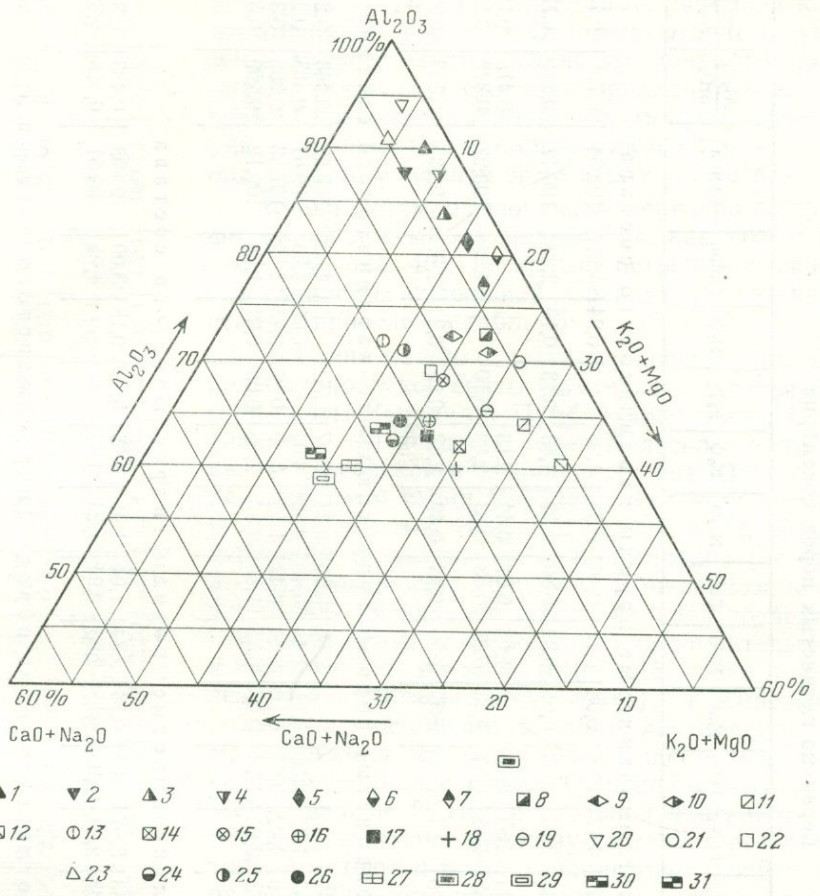


Рис. 41. Диаграмма (САК) соотношений Al_2O_3, $CaO+Na_2O$ и K_2O+MgO в глинистой части различных типов первично глинистых пород докембрия основных минеральных типах глин, глинистых минералах и в изверженных породах

Условные обозначения *1—19* те же, что и на рис. 40; *20* — каолинитовые глины (фр. <0,001 мм); *21* — гидрослюдистые глины (фр. <0,001 мм); *22* — монтмориллонитовые глины (фр. <0,001 мм); *23* — континентальные глины жаркого влажного климата; *24* — морские и лагунные глины аридного климата; *25* — морские глины; *26* — континентальные глины холодного климата; *27* — средний состав изверженных пород; *28* — ультраосновные породы; *29* — основные породы; *30* — средние породы; *31* — кислые породы

следуемых пород, относительно фигуративных точек состава эталонных минералов и глин, а также расположению вершин треугольников можно судить о присутствии в породах смеси из нескольких глинистых (и неглинистых) минералов и даже оценивать, хотя бы и приближенно, количественные соотношения между ними. На диаграмме SAK (см. рис. 40) отражается валовой состав пород без летучих компонентов, а группировка породообразующих окислов по вершинам треугольника производится, исходя из степени подвижности элементов в зоне выветривания. Хорошо различаются химически высокозрелые глины каолинитового и каолинит-гидрослюдистого состава. Однако для полимиктовых глин и глин с примесью обломочных зерен кварца в природных гли-

Таблица 15

Средний химический состав различных петрохимических (и минералогических) типов первично глинистых пород докембрия

Свиты и серии	Количество анализов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	П.п.п.	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{\Sigma щ, щз}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O}{MgO}$	$\frac{CaO+Na_2O}{K_2O+MgO}$
I тип. Высокоглиноземистые породы каолинитового состава																			
Тепторгинская серия (пурпольская свита)	77	45,97	1,18	32,56	4,17	7,44	0,08	0,75	0,46	0,35	1,98		0,24	5,21	100,54	0,708	0,11	2,6	0,30
Кейвская свита (нижняя часть)	25	57,95	1,28	29,85	2,24	2,33	0,01	0,36	0,80	0,92	1,83	0,13	0,19	2,28	100,17	0,515	0,13	5,1	0,80
Анайская свита	125	57,77	0,93	24,03	2,69	8,06		1,06	0,67	0,40	2,13					0,418	0,18	2,0	0,34
Овручская серия (белокоровичская свита)	15	63,29	0,83	23,58	4,43	0,56	0,03	0,39	0,43	0,23	2,08	0,10		4,25	100,27	0,373	0,13	5,1	0,27
Зигальгинская (таганайская свита)	6	60,61	0,96	21,20	8,67		0,05	1,25	0,44	0,49	2,68	0,15	0,24	2,61	99,35	0,349	0,23	2,1	0,23
II тип. Высокоглиноземистые породы гидрослюдисто-каолинитового состава																			
Система Витватерсранд	17	58,35	0,82	25,87	4,90			2,86	0,13	0,35	3,17			4,35	100,47	0,443	0,25	1,1	0,08
Джалагунская свита	16	56,13	1,20	22,88	1,77	6,56	0,11	1,49	0,40	0,65	4,04		0,09	4,33	99,61	0,408	0,29	2,6	0,19
Криворожская серия	46	54,72	0,57	20,19	4,22	9,65	0,10	2,64	0,42	1,15	3,20	0,07	0,15	4,45	101,53	0,369	0,37	1,2	0,27
Кейвская свита (верхняя часть)	5	68,16	0,98	17,73	3,05	1,78	0,06	0,84	1,10	2,37	2,55	0,05	0,21	1,24	100,12	0,260	0,39	3,0	1,01
III тип. Высокоглиноземистые породы гидрослюдистого состава																			
Дальредская серия	29	51,35	1,33	24,83	3,97	5,64	0,14	2,34	1,04	1,91	4,05	0,20	0,18	3,00	99,98	0,483	0,38	1,7	0,46
Сланцы Коннемара	17	46,62	1,32	26,33	2,33	8,93	0,15	2,93	0,94	1,24	4,60	0,17		4,05	99,61	0,565	0,37	1,6	0,29
IV тип. Невысокоглиноземистые породы гидрослюдистого состава																			
Курская серия	108	58,82	0,62	17,07	2,33	6,05	0,05	3,07	1,02	0,78	4,54	0,09	0,29	1,96	99,48	0,290	0,55	1,5	0,24
Ятулий Центральной Карелии	46	59,82	0,91	17,57	5,55	0,53	0,05	3,01	1,42	0,22	6,55		0,15	4,01	99,79	0,294	0,64	2,2	0,17

V тип. Полиминтовые породы гидрослюдисто-монтмориллонитового и более сложного состава

Остенсакенская свита Таймыра	26	51,33	1,11	21,89	1,43	8,51	0,13	4,78	1,20	1,93	3,59	0,13		3,91	99,94	0,426	0,51	0,8	0,37
Ладожская серия	27	60,31	0,98	17,17	1,37	7,25	0,09	3,86	1,57	1,75	3,28	0,09	0,14	2,62	100,48	0,265	0,60	0,8	0,46
Мамская толща (по Н. П. Семененко)	10	61,69	0,59	18,90	2,86	4,94	0,10	2,73	0,96	2,35	2,81	0,08	0,30	1,09	99,40	0,306	0,47	1,0	0,60
Мамская толща (по В. Я. Хильтовой и др.)	6	60,66	1,02	16,20	2,33	5,44	0,13	2,77	2,12	1,52	2,60		0,13	5,56	100,48	0,290	0,55	0,9	0,68
Мойнская серия	55	60,13	1,03	18,57	1,28	5,85	0,12	2,20	2,08	2,60	4,03	0,19	0,13	1,90	100,11	0,306	0,59	1,8	0,75

нах точки химического состава часто располагаются в одном и том же поле. В связи с этим для определения примерного минерального состава глинистой части таких пород автором предложена вторая диаграмма — САК. Вершины треугольника на ней отвечают 100%-ному содержанию окислов кальция и натрия — глинозема — окислов калия и магния (см. рис. 41). По этой диаграмме, учитывая к тому же отношения K_2O к MgO, можно отличать существенно гидрослюдистые глины от монтмориллонитовых и гидрослюдисто-монтмориллонитовых. Диаграмма позволяет также выявлять присутствие натрий- и кальцийсодержащих алюмосиликатов, если они присутствовали в заметных количествах.

Среди метаморфизованных первично глинистых формаций докембрия выделяется, как уже отмечалось (см. рис. 40), несколько петрохимических типов глинистых отложений. Средний химический состав их приведен в табл. 15.

К I типу можно отнести первично глинистые породы пурпольской свиты Патомского нагорья, анайской свиты Западного Прибайкалья, нижней части (пачки А—Г) кейвской серии Кольского полуострова, зигальгинской и таганайской свит Южного Урала, овручской серии Украины. Для этих пород характерно высокое (более 25, а нередко и 30%) содержание глинозема и незначительное (не более 3—5%) количество щелочных и щелочноземельных элементов. Отношение суммы окислов последних к глинозему почти такое же, как у каолинитовых глин, и колеблется в пределах 0,10—0,18, редко поднимаясь выше (зигальгинская свита). Кремневый модуль у рассматриваемых пород, как правило, весьма высокий, а среди щелочей и щелочных земель резко преобладает калий. Отношение K_2O к MgO всегда больше 2. На треугольной диаграмме SAK точки, отвечающие среднему составу пород данного типа, тяготеют к полю каолинитовых глин и минералов и образуют четко обособленную полосу, ограниченную линией 5%-ного содержания щелочей и щелочных земель. Отмеченные выше особенности показывают, что первоначально породы первого типа представляли собой существенно каолинитовые глины, иногда содержащие незначительную примесь гидрослюд (в основном гидромусковита). Породы пурпольской свиты были обогащены, кроме того, свободными гидроокислами железа и алюминия.

Высокоглиноземистые породы I типа слагают мощные и довольно однородные самостоятельные формации и в разрезе всегда ассоциируют с обломочно-кварцевыми (в основном песчаными) формациями. Те и другие приурочены к основанию крупных осадочных циклов и залегают с угловым несогласием и значительным перерывом в осадконакоплении на корах глубокого химического выветривания подстилающих пород.

Первично глинистые породы II типа сходны с породами I типа, но отличаются от них меньшим содержанием глинозема (в среднем 22—26%) и несколько большим количеством щелочных и щелочноземельных элементов (до 6—8%). Породы такого состава распространены среди отложений джалагунской свиты Патомского нагорья, тунгусикской и ослянской серий Енисейского кряжа, криворожской серии Украины и системы Витватерсранд в Южной Африке. Условно сюда отнесены и отложения верхней части кейвской серии (пачка Д). Кремневый модуль в породах II типа достаточно высокий, но отношение суммы окислов щелочных и щелочноземельных элементов к глинозему (0,25—0,39) больше, чем в породах I типа и имеет значения, промежуточные для каолинитовых глин и минералов (см. табл. 14). На диаграмме SAK — точки химического состава отложений II типа также занимают промежуточное положение между указанными глинами. Все это свидетельствует о том, что рассматриваемые породы первоначально представляли собой глины смешанного гидрослюдисто-каолинитового и каолинит-гидрослюдистого состава. Вероятно, они содержали и некоторую примесь минералов монтмориллонитовой группы, на что указывает заметное количество в породах MgO и более низкие, чем в гидрослюдах, отношения K_2O и MgO в отложениях криворожской серии и системы Витватерсранд.

Несколько особняком стоят отложения верхней части кейвской серии (пачка Д). Они отличаются значительно более высоким содержанием кремнезема и пониженным содержанием глинозема, а среди подвижных элементов в них отмечается значительное количество окислов кальция и натрия. Возможно, эти особенности объясняются примесью в исходных породах обломочного полевошпат-кварцевого материала, в связи с чем и на диаграмме SAK точка среднего их состава занимает наиболее низкое положение, тяготея к вершине SiO_2.

Глинистые породы III типа представлены сланцами района Коннемары в Ирландии и дальредской серии Шотландских нагорий. Он характеризуется весьма высоким содержанием глинозема (более 25—26%), но одновременно и высоким содержанием щелочных и щелочноземельных элементов (около 9—10%). Отношение суммы окислов этих элементов к глинозему несколько ниже (0,37—0,38), а K_2O и MgO — несколько выше (1,6—1,7), чем в чистых гидрослюдистых глинах и гидрослюдах. На диаграмме SAK точки состава рассматриваемых пород также располагаются вблизи или выше точек среднего состава гидрослюд и фракции гидрослюдистых глин меньше 0,001 мм. В целом по своим геохимическим особенностям глинистые породы III типа близки к достаточно чистым от обломочной примеси глинам существенно гидрослюдистого состава, содержащим некоторое количество каолинита и, возможно, минералов монтмориллонитовой группы (учитывая заметное количество кальция и натрия в их составе).

Высокоглиноземистые глинистые породы II и III типов также слагают самостоятельные и довольно мощные формации, но в разрезе последние ассоциируют не только с обломочно-кварцевыми, но и с карбонатными формациями. Среди глинистых отложений могут присутствовать горизонты и пачки карбонатных и карбонатно-глинистых пород, сами глинистые отложения также могут быть иногда карбонатными. В карбонатных формациях более широко распространены доломиты, встречаются также залежи сидерита и магнезита (Южный Урал, Енисейский кряж). Непосредственных связей высокоглиноземистых формаций II и III типов с древними корами химического выветривания не наблюдается. Она устанавливается только из анализа особенностей химического состава пород. В разрезах отдельных осадочно-метаморфических комплексов рассматриваемые формации занимают различное стратиграфическое положение.

Описанные выше три типа высокоглиноземистых отложений хорошо выделяются и на треугольной диаграмме САК, характеризующей состав глинистых компонентов пород (см. рис. 41). Четкую грань между охарактеризованными типами первично глинистых пород провести можно не всегда. Некоторые формации, сложенные этими породами, по отдельным особенностям химического состава занимают промежуточное положение (зигальгинская свита между I и II, криворожская серия между II и III типами отложений) вследствие более смешанного исходного минерального состава пород.

Среди докембрийских первично глинистых отложений очень широко распространены породы, для которых характерно довольно низкое (16—18%) среднее содержание глинозема и, как правило, весьма значительное (обычно более 9—10%) количество щелочных и щелочноземельных элементов. На диаграмме SAK точки средних химических составов этих пород располагаются в виде очень кучной группы, четко обособленной от высокоглиноземистых отложений. Выделить на ней какие-либо минеральные типы пород не удается, хотя из табл. 15 видно, что соотношения кальция, натрия, магния и калия в рассматриваемых породах колеблются в очень широких пределах при общем преобладании двух последних элементов. Для этих пород более показательна диаграмма САК, на которой содержание кальция и натрия, и калия и магния показаны раздельно. Из этой диаграммы видно, что и среди невысокоглиноземистых первично глинистых отложений докембрия можно выделить некоторые обособленные петрохимические типы.

К IV петрохимическому типу можно отнести глинистые отложения курской серии КМА и ятулия Центральной Карелии. На диаграмме САК эти породы занимают обособленное положение. Они характеризуются резким преобладанием калия и магния над другими подвижными элементами, а калий, в свою очередь, значительно преобладает над магнием. В породах курской серии отношение K_2O к MgO сходно с таковым для среднего состава гидрослюд и чистых гидрослюдистых глин, а в глинистых сланцах ятулия оно еще выше и составляет 2,2. По-видимому, и те, и другие первоначально представляли собой гидрослюдистые глины, причем отложения ятулия были сложены в основном гидрослюдами гидромусковитового ряда. В разрезе первично глинистые отложения сочетаются с обломочными кварцевыми и полевошпат-кварцевыми, реже карбонатными породами, залегая на коре выветривания более древних подстилающих образований.

К V типу условно отнесены глинистые отложения остенсакенской свиты Таймыра, ладожской серии Северного Приладожья, мамской толщи (верхнепротерозойской ее части) Патомского и Северо-Байкальского нагорий и мойнской серии Шотландии. Судя по геохимическим особенностям, глинистые отложения остенсакенской свиты Таймыра первоначально представляли собой глины гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, возможно, с примесью бейделлита, о чем говорит несколько повышенная глиноземистость пород (около 22% Al_2O_3) и заметное содержание кальция и натрия в породах. Не исключено, что в породах присутствовали также и минералы хлоритовой группы. Эти отложения близки, с одной стороны, к отложениям курской серии и ятулия, а с другой, — к сланцам Коннемары в Ирландии, отличаясь лишь более высоким содержанием кальция и натрия. Глинистые отложения остальных перечисленных подразделений также характеризовались полимиктовым составом с преобладанием в глинистой части минералов монтмориллонитовой группы и присутствием хлоритов. Наименее зрелым химически осадочным материалом были сложены глинистые отложения мойнской серии Шотландии, которые по своим геохимическим особенностям в известной мере сходны с кислыми изверженными породами, но отличаются от последних меньшим содержа-

нием кремнезема и преобладанием магния и калия над кальцием и натрием.

В разрезах осадочно-метаморфических комплексов глинистые отложения V типа в виде самостоятельных формаций или горизонтов среди других пород, ассоциируют, как правило, с полимиктовыми обломочными, карбонатными (существенно известковыми) и эффузивно-осадочными отложениями, причем ассоциации эти могут быть весьма разнообразными.

Наряду с изучением геохимических особенностей глинистых отложений докембрия автором был проведен анализ палеотектонических, палеоклиматических и палеогеографических условий их образования как на основе полевых исследований по ряду серий и свит, так и путем обобщения литературных материалов. Этот анализ показал, что для разных петрохимических типов первично глинистых пород условия образования были различными.

Высокоглиноземистые глинистые отложения первого типа и сопутствующие им обломочно-кварцевые формации представляют собой типично платформенные образования, накапливавшиеся в условиях жаркого влажного климата за счет перемыва и переотложения зрелых кор химического выветривания. Резкая фациальная пестрота отложений, линзовидное залегание и быстрое выклинивание по простиранию пород разного гранулометрического состава и окраски, нередко плохая сортировка и окатанность обломочного материала в песчаниках, наличие в них косой слоистости потокового и бассейнового типа, следов течения и знаков ряби, трещин усыхания и т. д. свидетельствует о том, что накопление этих отложений происходило главным образом в пределах озерно-аллювиальных равнин в непосредственной близости от областей сноса терригенного материала.

Глинистые породы II и III типов, ассоциирующие с обломочно-кварцевыми и существенно доломитовыми формациями, также накапливались в условиях, близких к платформенным, но, вероятно, в обстановке краевых и более подвижных участков древних платформ, на границе их со смежными геосинклиналями. Фациально глинистые породы этих типов, как и другие связанные с ними отложения, более устойчивы. Следы течения, косая слоистость потокового типа в обломочных породах и трещины усыхания в алевритово-глинистых отложениях отмечаются реже или совсем отсутствуют, а отдельные, даже тонкие слойки прослеживаются на значительные расстояния. В целом все особенности рассматриваемых отложений указывают, что накопление их шло преимущественно в прибрежной части водных бассейнов, по-видимому (учитывая значительное развитие доломитов среди карбонатных формаций), в известной мере засолоненных. Материал для формирования терригенных отложений также поступал из древних кор химического выветривания, хотя связь с последними и менее тесная, чем для глинистых отложений I типа. Вероятно, близкими к описанным были и условия формирования глинистых отложений IV типа, но, по-видимому, глубина химического выветривания материнских пород в области сноса была менее интенсивной.

Палеотектонические, палеоклиматические и палеогеографические условия образования полимиктовых глинистых отложений V типа были весьма разнообразными, но накопление этих отложений происходило главным образом за счет механического разрушения материнских пород и в меньшей мере за счет химического преобразования исходного материала. Среди этих отложений встречаются как континентальные, так и морские (флишоидного типа отложения ладожской серии и Таймыра), а для некоторых (формация Гоуганда в Северной Америке) предполагается даже ледниковое происхождение.

КАРБОНАТНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ДОКЕМБРИИ НА ПРИМЕРЕ АЛДАНСКОГО И БАЛТИЙСКОГО ЩИТОВ

В осадочной геологии и литологии докембрия изучение карбонатного осадконакопления имеет большое значение в силу специфики условий образования карбонатных пород и устойчивости их состава в процессе регионального метаморфизма (Сидоренко, 1963). Данные, полученные при исследовании карбонатных отложений, позволяют проводить палеотектонические и палеогеографические реконструкции и способствуют решению проблем происхождения и эволюции атмосферы, а также возникновения и развития органической жизни на Земле.

Обычно полагают, что в связи с особенностями докембрийских условий седиментации накопление карбонатных отложений на ранних этапах развития земной коры либо было вовсе невозможно, либо проходило спорадически в незначительных объемах на отдельных ограниченных по площади участках. Вместе с тем, не известно ни одной более или менее существенной области распространения докембрийских образований, где бы карбонатные породы не играли значительную роль.

В связи с этим определенный интерес представляет рассмотрение карбонатного осадконакопления в докембрии на возможно большем временном отрезке в регионах с достаточно разработанной стратиграфией. Такими регионами на территории СССР являются Балтийский и в особенности Алданский щиты.

В пределах южной и юго-западной частей Алданского щита нами были исследованы карбонатные отложения архейского алданского комплекса, нижнепротерозойской удоканской и верхнепротерозойской патомской серий, т. е. трех крупнейших стратиграфических единиц докембрия, возрастные соотношения которых в настоящее время определены. В основу понимания стратиграфии региона положены представления Д. С. Коржинского (1936, 1939 и др.), Ю. К. Дзевановского (1956 и др.), Л. И. Салопа (1964б), дополненные исследованиями геологов объединения «Аэрогеология», Иркутского, Читинского, Якутского, Дальневосточного территориальных геологических управлений. При изучении рассматриваемых отложений была проведена корреляция карбонатных слоев, произведены подсчеты мощностей в разрезах по сериям, свитам, комплексам, а также выявлены соотношения их с вмещающими породами.

Архейский алданский комплекс. Карбонатные породы установлены по всей более чем 25-километровой мощности разреза алданского комплекса, который включает иенгрскую, тимптонскую и джелтулинскую серии. Эти породы распространены неравномерно и занимают определенное стратиграфическое положение.

В нижней части иенгрской серии (верхнеалданская свита) карбонатные породы отсутствуют. Отложения представлены кварцитами, гранатовыми, кордиерит-гранатовыми, силлиманит-дистен-плагиогнейсами, содержащими прослои и пласты двупироксен-плагиоклазовых и гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Прослои кальцифиров, выявленные севернее, в бассейне р. Чуги, могут быть отнесены к средней части верхнеалданской свиты (Миронюк, 1961; Фрумкин, 1961). Мощность свиты 3000—3200 м. Для верхней части иенгрской серии (федоровская свита) характерно присутствие карбонатных пород. Они представлены мраморами и кальцифирами, залегающими в виде пластов и линз среди двупироксен-плагиоклазовых и гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, причем распределение их по разрезу неравномерное. Мраморы и кальцифиры играют существенную роль в двух нижних (12,5% — в нижней и 60% — в средней) подсвитах при мощности каждой 800—1000 м. Мощность карбонатных пластов и

горизонтов колеблется от десятков до первых сотен метров. Пласты имеют неоднородное строение: они состоят из чередующихся мраморов, кальцифиров и содержат прослои пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Карбонатные горизонты хорошо выдержаны по простиранию.

Тимптонская серия сложена различными кристаллическими сланцами с прослоями мраморов, кальцифиров, кварцитов. В ней выделяются улунчинская, нижнесуннагинская, верхнесуннагинская и кюриканская свиты. В улунчинской свите преобладают гранат-двупироксен-плагиоклазовые, гранат-гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, чередующиеся с пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами. Встречаются пласты и линзы доломитовых мраморов и кальцифиров (1% от общего количества пород). Мощность свиты 2000 м. Карбонатные породы образуют пласты и линзы незначительной мощности (2—20 м) и протяженности (до 2—3 км) и встречаются, как правило, в верхней части свиты. Все вышележащие свиты тимптонской серии представлены чередующимися двупироксен-плагиоклазовыми и лейкократовыми гиперстен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, причем в нижнесуннагинской свите преобладают меланократовые, а в верхнесуннагинской — лейкократовые разности. Кюриканская свита имеет более пестрый состав: наряду с чередованием тех или иных кристаллических сланцев встречены гранатсодержащие породы и пласты кварцитов. Мощность нижнесуннагинской свиты 2000 м, верхнесуннагинской 3000 м, кюриканской 1600—1800 м. Карбонатные породы в виде небольших линз и пластов (2—10 м) выявлены в нижнесуннагинской и верхнесуннагинской свитах. Их немного и распределены они по разрезу без какой-либо приуроченности к отдельным частям свит. Несколько большую роль (5,9%) играют доломитовые мраморы и кальцифиры в составе кюриканской свиты. Они встречаются в верхней ее части и образуют пласты и линзы мощностью до 25—30 м достаточной протяженности (первые километры). В нижней части свиты характерно присутствие мощных (100—200 м) пластов кварцитов, заключающих пропластки пироксен-плагиоклазовых и гранат-пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев.

Джелтулинская серия подразделяется на сутамскую, худурканскую, ивакскую, утукскую и альванарскую свиты.

Сутамская свита распространена в восточной части Станового хребта в бассейнах Маи-Половинной и верхнего течения рек Идюм и Худуркан. Свита сложена мраморами, кальцифирами, биотит-гранатовыми плагиогнейсами, гиперстен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами. Большую роль в составе пород играют графитсодержащие разности. Карбонатные породы встречаются по всему разрезу в виде тонких прослоев, мощных пачек и пластов. Свита хорошо выдержана по простиранию, и карбонатные породы повсеместно играют решающую роль (до 80%) в ее составе. Пласты и слои карбонатных пород мощностью от 1—10 до 200—300 м, как правило, неоднородны по составу и представлены тонко чередующимися мраморами и кальцифирами. Мощность сутамской свиты 2000 м.

Худурканская свита, развитая в бассейнах рек Зеи, Худуркана, Лучи, Саргаканды, сложена преимущественно лейкократовыми гиперстен-плагиоклазовыми и биотит-гиперстен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, в которых установлены прослои и линзы кальцифиров и меланократовых двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Карбонатные породы, составляющие 5,5% от общего количества пород, в виде незначительной протяженности (сотни метров) отдельных пластов и линз мощностью 20—30 м встречены в верхней трети разреза свиты, общая мощность которой составляет 1800—2200 м.

Ивакская свита обнажается в верховьях р. Ундыткан, по р. Ивак, в верховьях рек Зеи, Оконона и в долине р. Аюмкан. Она представлена мраморами, кальцифирами с прослоями двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Мраморы и кальцифиры, составляющие до 85% объема свиты, образуют пласты и пачки, достигающие 500 м мощности. Состав свиты выдержан по простиранию при незначительном колебании мощности отдельных горизонтов. Карбонатные пласты и горизонты характеризуются тонким (0,1—1 м) чередованием мраморов, кальцифиров, пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Пласты силикатных пород также неоднородны и представлены часто чередующимися кристаллическими сланцами различного состава с тонкими прослоями кальцифиров. Значительно реже встречаются однородные пласты гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев мощностью до 50 м. Общая мощность свиты 2400—2600 м.

Утукская свита, представленная чередующимися меланократовыми двупироксен-плагиоклазовыми и роговообманково-пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами общей мощностью 2000—2500 м, не содержит карбонатных пород.

Разрез алданского комплекса венчается алванарской свитой, обнажающейся в бассейнах рек Бол. Туксани, Лучи, Иковки. Свита сложена часто чередующимися роговообманково-двупироксен-плагиоклазовыми и биотит-двупироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, биотит-гиперстеновыми плагиогнейсами. Отмечаются прослои мраморов, кальцифиров и гранатсодержащих кристаллических сланцев. Мраморы и кальцифиры (около 10% объема свиты) образуют линзы и пласты мощностью 10—150 м, реже тонко перемежающиеся с кристаллическими сланцами прослои мощностью 0,5—1 м. Количество и мощность линз и прослоев несколько варьируют по простиранию свиты. Наиболее мощные (100—150 м) пласты отмечены по правобережью р. Бол. Туксани у устья р. Сатмар. Видимая мощность свиты 1500—1700 м.

Метаморфические породы алданского комплекса образуют ряд брахиформных складок, оси которых простираются в северо-западном направлении. Характерны крупные корытообразные широкие синклинали (Гонамская, Юхтинская, Альванарская, Аюмканская) с размахом крыльев в десятки километров, разделенные более сложно построенными антиклиналями. Углы падения пород на крыльях синклиналей не превышают 40—50°. Мраморы и кальцифиры, участвующие в строении крупных пликативных структур, слагают также складки более высоких порядков. Очень характерным для карбонатных пород алданского комплекса являются структуры будинажа. Будинированию подвергнуты более жесткие по сравнению с мраморами и кальцифирами кристаллические сланцы. Будины имеют разнообразную форму, что особенно часто наблюдается в случае тонкого чередования карбонатных и алюмосиликатных пород. Явление будинажа зачастую создает впечатление чрезвычайно сложной изоклинальной складчатости всей толщи архейских пород, в то время как карбонатные породы участвуют в строении крыльев пликативных структур.

Для пород алданского комплекса выполнено несколько сотен определений радиологического возраста, проведенных по калий-аргоновому, рубидий-стронциевому методам и по четырем изотопным отношениям уран-свинцово-ториевым методам. Датировка возраста от 2600 до 4500—4600 млн. лет может рассматриваться в качестве сохранившейся датировки архейских геологических процессов. Проведено также определение радиологического возраста собственно карбонатных пород (Рудник и др., 1969; Герлинг и др., 1970). По различным отношениям уран-свинцово-ториевого изохронного метода получены цифры возраста 2300—2600 млн. лет для пород джелтулинской и 3200—3500 млн.

лет для иенгрской серий. Таким образом, карбонатные породы иенгрской серии могут рассматриваться как одни из самых древних известных стратифицируемых карбонатных пород земной коры.

Нижнепротерозойская удоканская серия. Удоканская серия Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба подразделяется на восемь свит, входящих в три подсерии: кодарскую, чинейскую и кеменскую. В. С. Федоровским (1968) в пределах прогиба выделены Удоканская, Кодарская и Амалыкская структурно-фациальные подзоны, разделенные Чарским и Эльгерским поднятиями.

Кодарская подсерия включает икабийскую и аянскую свиты. Икабийская свита в Удоканской подзоне подразделяется на две, в Кодарской — на три, а в Амалыкской — на четыре подсвиты. Породы икабийской свиты представлены в нижних частях кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами, кварцитами, слюдистыми сланцами, карбонатными породами, а верхних — слюдистыми сланцами, алевролитами, кварцитами. На площадях развития повышенного метаморфизма кристаллические сланцы содержат гранат, андалузит, кордиерит, силлиманит. Суммарная мощность свиты 1600—2000 м в Удоканской, 2600—3000 м — в Кодарской и 4500—5500 м — в Амалыкской подзонах. В пределах Чарского и Эльгерского поднятий мощность икабийской свиты, так же как и остальных свит удоканской серии, значительно сокращается. Карбонатные породы, составляющие 3,3% от общего количества пород свиты, представлены доломитовыми мраморами и кальцифирами, иногда со строматолитами. Во всех трех подзонах они располагаются на одном стратиграфическом уровне в нижней части свиты, образуют пласты мощностью от 4—5 до 90 м, прослеживающиеся по простиранию на десятки километров. Мощные пласты, как правило, состоят из тонко чередующихся мраморов, кальцифиров и содержат также прослои кварцитов. Карбонатные породы икабийской свиты служат хорошим маркирующим горизонтом при картировании и составлении разрезов удоканской серии. Аянская свита, сложенная чередующимися метаморфизованными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, карбонатных пород не содержит. Ее мощность колеблется от 500 до 800 м.

Чинейская подсерия состоит из четырех свит: инырской, читкандинской, александровской и бутунской.

Инырская свита, образованная метаморфизованными мелкозернистыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов и глинистых сланцев, карбонатных пород не содержит. Ее мощность 300—450 м.

Читкандинская свита сложена ритмично чередующимися метаморфизованными песчаниками, алевролитами, кварцитами. В Кодарской подзоне свита подразделяется на две подсвиты. Карбонатные породы — известняки и доломиты, составляющие 1,2% от общего количества пород свиты, — образуют маломощные (0,5—2 м) прослои протяженностью десятки, реже сотни метров.

Александровская свита, представленная часто чередующимися метаморфизованными песчаниками, алевролитами, филлитами, известковыми доломитами, реже доломитовыми известняками, доломитовыми мраморами, имеет мощность 450—650 м. Карбонатные породы, слагающие свиту на 15,5%, образуют маломощные (от 0,1—0,2 м до 3 м) слои, обычно переслаивающиеся с песчаниками, имеющими, в свою очередь, доломитовый, реже известковистый цемент.

Бутунская свита, завершающая разрез чинейской подсерии, сложена карбонатными породами, метаморфизованными песчаниками, алевролитами. Мощность ее колеблется от 700—1150 м в Удоканской подзоне до 1900—2000 м в Кодарской, в районе Чарского поднятия она падает до 500 м. Карбонатные породы, слагающие свиту на 74,4% объ-

ема, образуют мощные от 80—100 до 500—600 м горизонты, состоящие из известковых доломитов, доломитов часто со строматолитами, доломитовых мраморов, кальцифиров. Свита по всей площади развития сохраняет преимущественный карбонатный состав. Карбонатные породы содержат прослои песчаников, алевролитов, обычно с цементом известковистого или доломитового состава.

Кеменская подсерия, состоящая из сакуканской и намингской свит, сложена косослоистыми песчаниками, алевролитами, филлитами, гравелитами. В центральной части Удоканской подзоны в составе сакуканской свиты (верхней подсвите) известен мощный горизонт мелистых песчаников. Мощность сакуканской свиты 3000—5000 м, намингской 650—1000 м. Карбонатные породы, составляющие 0,4% от объема сакуканской и намингской свит, образуют маломощные (до 1 м) прослои доломитовых известняков, встречающихся преимущественно в нижних частях сакуканской свиты.

Для обломочных пород всего разреза удоканской серии характерны волноприбойные знаки, трещины усыхания, косая слоистость. Общая мощность удоканской серии составляет 8000—11 000 м в Удоканской подзоне и достигает 12500 м — в Кодарской подзоне.

Карбонатные породы участвуют в строении большинства пликативных структур. Отложения александровской и бутунской свит, в строении которых карбонатные породы играют существенную роль, слагают ядра крупных синклиналей (например Бутунская синклиналь), либо обнажаются на крыльях антиклиналей. В элементах складок, осложняющих пликативные структуры, в мраморах наблюдаются структуры будинажа.

Нижняя возрастная граница удоканской серии определяется налеганием икабийской свиты на кристаллические образования архейской чарской серии, верхняя — фиксируется по многочисленным несогласным перекрытиям различных свит удоканской серии верхнепротерозойскими отложениями патомской серии. Возраст минералов из пород удоканской серии и прорывающих их магматических образований колеблется в основном в пределах 1800—1900 млн. лет, более редкими являются значения 2000—2300 млн. лет.

Верхнепротерозойская патомская серия. Патомская серия подразделяется на две подсерии. Нижняя подсерия представлена терригенной толщей полимиктовых, преимущественно аркозовых песчаников, гравелитов, алевролитов с прослоями филлитовидных глинистых сланцев, в основании толщи конгломераты. Мощность подсерии 230 м.

Верхняя подсерия подразделяется на мариинскую, джемкуканскую, баракунскую и сеньскую свиты.

Мариинская свита мощностью 30 м представлена массивными доломитами, установленными в бассейне р. Богаюкта.

Джемкуканская свита состоит из конгломератов, гравелитов и аркозовых крупнозернистых песчаников на слабоизвестковистом цементе. В нижней части свиты среди пудинговых конгломератов — редкие маломощные (до 1 м) линзовидные прослои доломитов, составляющих около 1% от общего объема пород свиты.

В баракунской свите, состоящей из известковистых филлитовидных глинистых или углисто-глинистых сланцев, алевролитов, темно-серые глинистые известняки (3% от объема свиты) образуют прослойки мощностью от 1 до 20 см, реже до 2—3 м. Мощность свиты 200 м.

Сеньская свита, полностью состоящая из карбонатных пород, подразделяется на две равные по мощности подсвиты. Нижняя подсвита отличается присутствием песчанистых разностей доломитов, верхняя представлена доломитами почти без примесей. Доломиты нижней подсвиты слоистые; слоистость обусловлена количеством песчаного материала в породе, мощность слойков от 0,5 до 5—10 см. Верхняя подсви-

та представлена однообразными мелкокристаллическими доломитами. В доломитах сеньской свиты установлено по всему разрезу большое количество онколитов, катаграфий. Общая мощность сеньской свиты 600 м.

Патомская серия слагает крупный Березовский прогиб, на южном окончании которого проводились исследования. Карбонатные породы сеньской свиты, слагающие осевую часть Березовского прогиба при общем наклоне слоев к северу, слагают пологие (угол падения на крыльях не более 10°) брахиформные синклинали и антиклинали.

Нижняя возрастная граница патомской серии устанавливается несогласным налеганием конгломератов ее нижней подсерии на отложения среднепротерозойской пурпольской свиты и нижнепротерозойской удоканской серии; верхняя граница — по перекрытию доломитов сеньской свиты нижнекембрийскими отложениями (Федоровский, 1968). Найденные онколиты и катаграфии, по определению З. А. Журавлевой, относятся к среднему рифею.

Таким образом, данные о распространенности, условиях залегания, парагенезисе карбонатных пород архейского алданского комплекса, нижнепротерозойской удоканской и верхнепротерозойской патомской серий являются основой для рассмотрения докембрийского карбонатонакопления на Алданском щите в интервале времени по крайней мере от 3,6 до 1 млрд. лет.

В результате подсчета процентного соотношения мощностей различных типов горных пород (табл. 16, 17, 18) установлено, что карбонатные отложения занимают около 20% в составе метаморфических толщ архейского алданского комплекса (11,7% в иенгрской, 1,4% в тимптонской, 39,3% в джелтулинской сериях). Общее количество кварцитов по комплексу в целом равно 9,1%, при этом основная их часть сосредоточена в верхнеалданской свите (31,6%). Высокоглиноземистые кристаллические сланцы составляют 8,6%, а плагиоклазовые гнейсы — 5,1% от объема пород комплекса. Основной преобладающей разностью (57,5%) являются гиперстеновые и двупироксеновые кри-

Таблица 16

Соотношение пород в архейском алданском комплексе

Комплекс, серия, свита	Мощность, м	Содержание разностей пород, %				
		Мраморы, кальцифиры	Гиперстен-плагиоклазовые и двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы	Высокоглиноземистые кристаллические сланцы	Плагиоклазовые гнейсы	Кварциты
Альванарская свита	1 600	10	45	—	45	—
Утукская свита	2 250	—	100	—	—	—
Ивакская свита	2 600	84	13,5	—	2,5	—
Худурканская свита	2 200	5,5	94,5	—	—	—
Сутамская свита	2 000	86	3,5	—	10,5	—
Джелтулинская серия	10 650	39,3	51,4	—	9,3	—
Кюриканская свита	1 700	5,9	47	11,8	11,8	23,5
Верхнесуннагинская свита	3 000	—	83,3	16,7	—	—
Нижнесуннагинская свита	2 000	—	100	—	—	—
Улунчинская свита	2 000	1	70	15	5	—
Тимптонская серия	8 700	1,4	79,1	11,5	3,4	4,6
Федоровская свита	2 800	25	73,9	1,1	—	—
Верхнеалданская свита	3 200	—	4,7	35,9	—	59,4
Иенгрская серия	6 000	11,7	37,0	19,7	—	31,6
Алданский комплекс в целом	25 350	19,7	57,5	8,6	5,1	9,1

Таблица 17

Соотношение пород в нижнепротерозойской удоканской серии

Серия, свита	Мощность, м	Содержание разностей пород, %						
		Доломиты, доломитовые мраморы и кальцифиры	Глинистые сланцы и высокоглиноземистые сланцы	Метаморфизованные алевролиты	Метаморфизованные песчаники	Гнейсы	Кварциты	Конгломераты
Сакуканская+наминг-ская свита	4 000	0,4	1,5	24,8	73,3	—	—	—
Бутунская свита	1 600	74,5	0 6	19,3	2,4	—	0,9	2,3
Александровская свита	500	15,5	29,1	20,1	35,3	—	—	—
Читкандинская свита	2 000	1,2	0,8	8,8	88,4	—	—	0,8
Инырская свита	400	—	—	11,6	88,4	—	—	—
Аянская свита	600	—	—	45,2	54,8	—	—	—
Икабийская свита	2 000	3,3	26,5	15,6	14,8	24,9	11,2	3,7
Удоканская серия без сакуканской и наминг-ской свит	7 100	19,2	9,9	17,1	41,7	7,0	3,3	1,8
Удоканская серия в целом	11 100	12,5	6,8	19,9	53,1	4,5	2,1	1,1

Таблица 18

Соотношение пород в верхнепротерозойской патомской серии

Серия, подсерия, свита	Мощность, м	Содержание разностей пород, %				
		Доломиты	Глинистые сланцы	Алевролиты	Песчаники	Конгломераты
Сеньская свита	600	100	—	—	—	—
Баракунская свита	200	—	50	50	—	—
Джемкуканская свита	350	0,8	2,3	6,9	20	70
Мариинская свита	30	100	—	—	—	—
Нижняя подсерия патомской серии	230	—	8,6	13	43,5	34,9
Патомская серия в целом	1410	44,9	9,1	10,9	12,1	23

сталлические сланцы. Как видно, обломочные породы развиты преимущественно в нижней, пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы — в средней, а карбонатные породы — в верхней частях комплекса.

Преобладающими разностями пород нижнепротерозойской удоканской серии являются терригенные осадки, песчаники (57,6%), алевролиты (19,5%), конгломераты (1,1%) и кварциты (2,1%). Карбонатные породы составляют 12,5%, а глинистые сланцы — 6,8%. При этом большая часть обломочных пород приходится на две верхние (сакуканскую и намингскую) свиты, отделенные от нижней части серии перерывом в осадконакоплении. В отложениях же удоканской серии от икабийской до бутунской свиты включительно состав осадков изменяется от обломочных, через песчано-глинистые к карбонатным породам. Так, в александровской свите карбонатные породы составляют 15,5% и в бутунской — 74,5% от общего кличества отложений. В разрезе верхнепротерозойской патомской серии карбонатные породы играют более существенную роль (44,9%), глинистые сланцы отмечаются в том же количестве, что и в удоканской серии (9,1%), а «удельный вес» обломочных пород равен 46%. При этом выявлено значительно большее, по сравнению с архейскими и нижнепротерозойскими образованиями, относительное количество конгломератов. Грубообломочные породы рас-

положены в нижних частях патомской серии, а карбонатные нацело слагают верхнюю сеньскую свиту.

Аналогичные исследования карбонатных пород докембрия проведены А. Г. Зайцевым и автором в пределах восточной части Балтийского щита, где за основу была взята схема стратиграфического расчленения, предложенная К. О. Кратцем и др. (1971). Было установлено, что в архейском гранулитовом комплексе карбонатные породы составляют 1%, в нижнепротерозойских образованиях кейвской серии 8%, сортавальской 6%, варзугской 14%, хирвинаволокской 16% и в ятулии (средний протерозой) 24%.

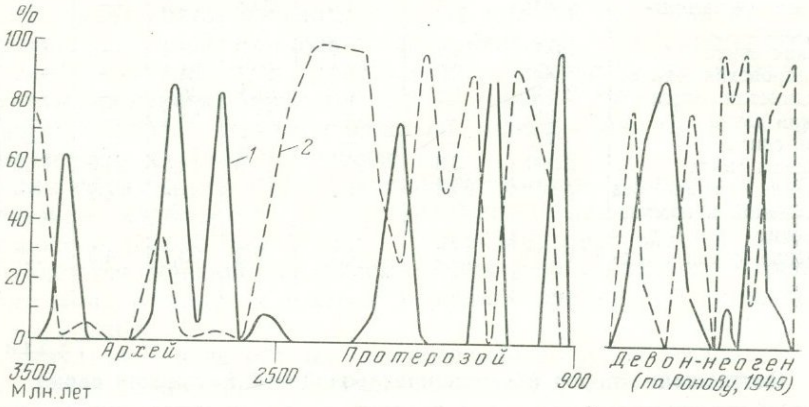


Рис. 42. Интенсивность образования карбонатных и обломочных пород в докембрии Алданского щита

1 — карбонатные породы; *2* — обломочные породы

Дополнив полученные результаты известными немногочисленными данными количественных подсчетов по различным докембрийским областям и сравнив сведения по докембрию с подсчетами по геоструктурным зонам фанерозоя (табл. 19), мы можем констатировать, во-первых, что не наблюдается резкого уменьшения объема карбонатных отложений от молодых образований к более древним и, во-вторых, что цифры количественной оценки карбонатных пород докембрия вполне сопоставимы с известными цифрами подсчетов по фанерозою. Количество карбонатных пород в разрезах зависит не столько от возраста отложений, сколько от тектонического режима, обусловившего седиментогенез: во всех возрастных подразделениях сильно отличаются по количеству карбонатных пород геосинклинальные и платформенные образования. В большинстве изучавшихся крупных стратиграфических единиц от архея до верхнего протерозоя включительно выявляется цикличное развитие бассейнов седиментации, причем крупные циклы при общем направленном развитии подразделяются, в свою очередь, на подциклы. Карбонатные отложения в большинстве случаев являются преобладающей разностью пород в верхних частях циклов и подциклов; при этом наибольшей мощности они достигают на завершающих этапах развития крупных циклов. Эта цикличность может быть проиллюстрирована схемой (рис. 42), на которой отражена относительная распространенность обломочных и карбонатных пород в докембрии Алданского щита; для сравнения приведены данные А. Б. Ронова (1949) по фанерозою. Отчетливо видно сходство картины изменения разностей пород по временным отрезкам в докембрии и фанерозое.

При изучении вещественного состава карбонатных пород докембрия Алданского и Балтийского щитов были использованы результаты оригинальных силикатных анализов, выполненных в лабораториях ВИМСа (руководитель Г. В. Розовская) и ИМГРЭ (аналитик

Таблица 19

Распространение карбонатных отложений в докембрии и фанерозое

Группа, подгруппа	Геоструктурные зоны, комплексы, серии	Литературный источник	Карбонатные породы, % к общему количеству отложений
Мезо-кайнозой	Русская платформа	Ронов, Мигдисов, 1970	20,5
	Северо-Американская платформа	Тот же	20
	Геосинклиналь Бол. Кавказа	Ронов, 1948	20
Палеозой—мезозой	Геосинклинали Северной Америки (подсчеты Ч. Шухерта)	Ронов, 1948	20
	Русская платформа	Тот же	55
	Геосинклиналь Бол. Кавказа	Тугаринов, 1963	9
Палеозой	Русская платформа	Ронов, Мигдисов, 1970	44,1
	Северо-Американская платформа	Тот же	45
	Русская платформа	Тугаринов, 1963	47,5
	Уральская геосинклиналь (девон — пермь включительно)	Ронов, 1948	30
	Донецкая геосинклиналь (девон — пермь включительно)	Тот же	28
Рифей	Русская платформа	Ронов, Мигдисов, 1970	32,3
Протерозой: Верхний	Платформенные отложения южной части Патомского нагорья (патомская серия)	Данные автора	45
Средний—верхний	Платформенные отложения южной части Патомского нагорья (тепторгинская и патомская серии)	Данные автора	31
	Платформенные отложения юго-восточной части Сибирской платформы (учурская и майская серии)	Илюхин, Тараненко, 1970	47
	Платформенные отложения ятулия	Подсчеты А. Г. Зайцева и автора (по Соколову, 1963)	24
Нижний	Платформенные отложения удоканской серии (юго-западное окончание Алданского щита)	Данные автора	12
	Удоканская серия (без каменской подсерии)	Тот же	20
	Протогеосинклинальные (?) отложения зерендинской серии (Кокчетавский массив), в том числе даулетская свита	Розен, 1966 Тот же	5 16
	Кейвская серия	Данные А. Г. Зайцева и автора	8
	Сортавальская серия	Тот же	6
	Варзугская серия	„ „	14
	Хирвинаволокская серия	„ „	16

Продолжение табл. 19

Группа, подгруппа	Геоструктурные зоны, комплексы, серии	Литературный источник	Карбонатные породы, % к общему количеству отложений
Архей	Геосинклиналь Криворожского бассейна	Тугаринов, 1963	10
	Слюдянская кристаллическая толща	Вишняков, Львова, 1971	40
	Алданский комплекс восточной части Станового хребта (иенгрская, тимптонская, джелтулинская серии)	Данные автора	20
	В том числе джелтулинская серия	Тот же	40
	Гранулитовый комплекс Балтийского щита	Данные А. Г. Зайцева и автора	1
	Канадский щит	Камерон, Бауман, 1973	1
Архей, нижний, средний протерозой	Балтийский щит, Украинский щит и фундамент Русской платформы	Ронов, Мигдисов, 1970	1,4

П. И. Ферштатер). В табл. 20 приведены среднеарифметические значения по каждой стратиграфической единице и средние квадратические отклонения. По архейскому алданскому комплексу (метаморфизованному в гранулитовой фации), в котором карбонатные породы представлены мраморами (доломитовыми мраморами) и кальцифирами (доломитовыми кальцифирами) усредненные силикатные анализы типичных родственных пород, развитых в пределах каждой серии, были пересчитаны на вероятный состав осадочных пород (по Розену, 1970). При пересчете были использованы данные по среднему химическому составу основных типов глин (Викулова, 1958) и теоретические составы карбонатных минералов, учитывалась потеря породой CO_2 в процессе метаморфизма. Результат пересчета позволяет предполагать, что преобладающими исходными (до метаморфизма) карбонатными породами были: в иенгрской серии — песчанистый (кремнистый?) глинистый доломитовый известняк (56,8% кальцита, 21,7% доломита, 0,8% сидерита, 11,2% гидрослюдистой глины и 9,5% свободного кремнезема); в тимптонской серии — песчанистый (кремнистый?) слабо известковистый доломит (76,6% доломита, 7,7% кальцита, 2,6% различных глин, 10,2% свободного кремнезема); в джелтулинской серии — слабо доломитовый известняк (89,6% кальцита, 8,2% доломита, 1,1% глин и 0,5% свободного кремнезема).

Удоканская серия характеризуется зональным распределением метаморфизма, изменяющегося от фации зеленых сланцев до амфиболитовой фации (Кориковский, 1967). Повышенному метаморфизму подверглась нижняя часть удоканской серии — кодарская подсерия. В зонах низких ступеней метаморфизма развиты слабо метаморфизованные доломиты, известковистые доломиты, редко известняки; в повышенных ступенях — тремолитовые доломитовые мраморы, кальцифиры.

Карбонатные породы патомской серии представлены неметаморфизованными доломитами, песчанистыми доломитами.

На Балтийском щите карбонатные породы гранулитового комплекса, кейвской, сортавальской, варзугской серий представлены мраморами (доломитовыми мраморами), кальцифирами (доломитовыми кальцифирами), а среднепротерозойские ятулийские — известняками и доломитами.

Приведенный материал по химическому составу карбонатных пород докембрия Алданского и Балтийского щитов можно считать достаточно представительным для того, чтобы попытаться проследить общие закономерности изменения содержания и соотношения в них главных петрогенных элементов (кальция и магния) во времени. С этой целью средние значения кальций-магниевого отношения в изученных карбонатных породах и данные по юго-восточной части Сибирской платформы (Илюхин, Тараненко, 1970) нанесены на график (рис. 43), на котором для сопоставления показано изменение этого отношения

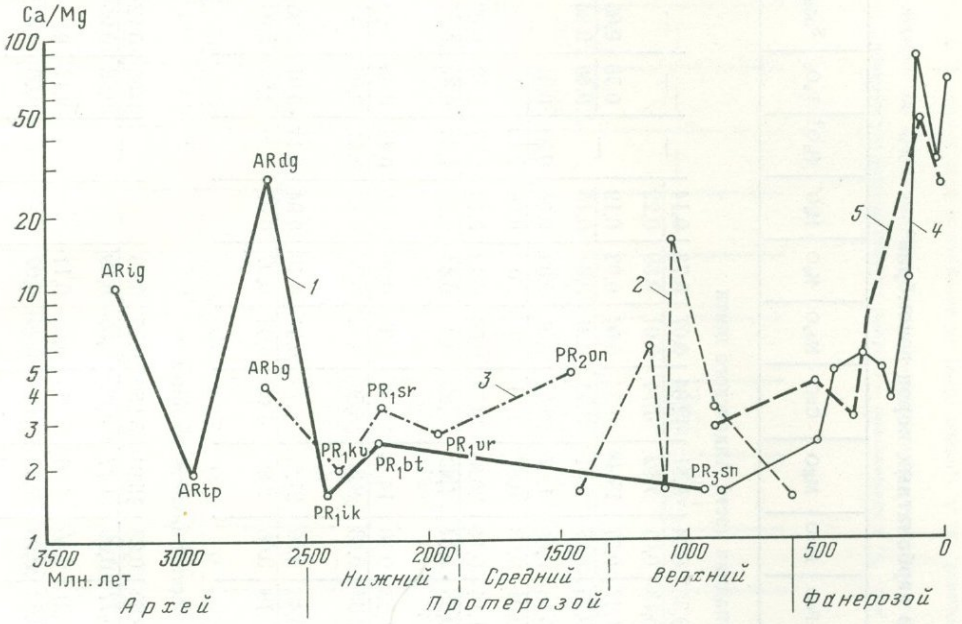


Рис. 43. График изменения кальций-магниевого отношения в карбонатных отложениях докембрия и фанерозоя

1 — южная и юго-западная части Алданского щита; AR*ig* — иенгрская серия, AR*ip* — тимптонская серия, AR*dg* — джелтулинская серия, PR_1ik — икабийская свита, PR_1bt — бутунская свита, PR_3sn — сеньская свита; *2* — юго-восток Сибирской платформы (Илюхин, Тараненко, 1970); *3* — восточная часть Балтийского щита (данные Г. Б. Гиммельфарба и А. Г. Зайцева): AR*bg* — белогубская свита гранулитового комплекса, PR_1kv — кейвская серия, PR_1sr — сортовальская серия, PR_1vr — варзугская серия, PR_2on — онежская серия ятулия; *4* — фанерозой Русской платформы (Виноградов и др., 1952); *5* — фанерозой Северной Америки (Dely, 1909)

в карбонатных породах фанерозоя Американской (Dely, 1909) и Русской (Виноградов, Ронов, Ратынский, 1952) платформ.

Известны выводы, сделанные А. П. Виноградовым, А. Б. Роновым, В. М. Ратынским (1952) при анализе распределения кальция и магния в карбонатных отложениях Русской платформы: количество кальция в карбонатных породах закономерно увеличивается от протерозоя (20,3%) к четвертичному периоду (35,9%), а магния — соответственно падает от 12,6 до 1%, что отражает закономерный направленный процесс изменения химического состава карбонатных осадков во времени, выражающийся в увеличении кальций — магниевого отношения от древних к молодым образованиям. Если исходить из этих представлений, то правомерно было бы предполагать наличие в докембрии карбонатных отложений лишь состава, близкого к доломиту. Из приведенных же данных отчетливо видно, что в докембрии как Алданского, так и Балтийского щитов кальций-магниевые отношения колеблются в широких пределах, а кривая изменения этого отношения во времени имеет пилообразную форму. При этом пики с максимальным значением кальций — магниевого отношения (эпохи преимущественного отложения известняков) отмечаются как в архее, так и в протерозое. На

Таблица 20

Химический состав карбонатных пород докембрия*

Возраст, серия, свита	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	P_2O_5	$S_{общ}$	П.п.п.	CO_2	Сумма	Число анализов
Южная и юго-западная части Алданского щита																			
Архей, иенгрская серия, федоровская свита	Кальцифиры	17,01	0,18	2,58	1,48	0,36	0,04	5,51	42,04	0,07	0,73	0,14	—	—	—	0,92	28,91	99,97	9
		4,97	0,40	0,84	0,98	0,13	0,01	1,92	4,14	0,01	0,59	0,22				0,56	3,52	0,27	
рия	Доломитовые кальцифиры	11,79	0,07	0,54	0,79	1,47	0,57	19,48	31,34	0,04	0,03	0,19	—	0,36	0,05	1,20	31,87	99,79	10
		1,01	0,01	0,25	0,19	0,35	0,27	2,51	3,43	0,01	0,01	0,15		0,48	0,04	0,17	2,61	0,47	
Архей, джелтулинская серия	Мраморы	1,09	0,02	0,25	0,11	0,16	0,06	1,97	53,52	0,01	0,08	0,06	0,53	0,01	—	1,56	40,71	100,14	10
		0,80	0	0,35	0,05	0,04	0,03	0,87	1,31	0	0	0,08	0,15	0		0,62	1,41	0,39	
Нижний протерозой, удоканская серия, икабийская свита	Доломитовые кальцифиры	11,86	0,07	1,21	0,68	1,14	0,14	20,83	29,83	0,06	0,28	0,18	0,97	0,18	0,03	1,73	32,21	100,80	11
		5,28	0,06	1,04	0,76	0,55	0,04	1,43	1,86	0,21	0,34	0,13	1,24	0,32	0,04	1,30	6,69	0,59	
Нижний протерозой, удоканская серия, бутунская свита	Доломитовые мраморы	8,24	0,12	1,32	0,46	1,23	0,10	14,74	32,11	0,39	0,56	0,11	0,42	0,05	0,03	0,57	39,60	100,05	8
		1,21	0,03	0,84	0,25	0,36	0,03	2,35	5,56	0,42	0,27	0,12	0,47	0,03	0	0,28	2,62	0,76	
Верхний протерозой, патомская серия, сеньская свита	Доломиты	3,34	0,04	0,29	0,06	0,43	0,09	21,22	28,75	0,07	0,10	0,04	0,44	0,01	0,03	0,22	45,01	100,14	10
		1,70	0,03	0,17	0,08	0,19	0,08	2,89	1,05	0,04	0,07	0,07	0,26	0,26	0,03	0,41	2,13	0,57	
Восточная часть Балтийского щита																			
Архей, гранулитовый комплекс	Доломитовые кальцифиры	22,33	0,16	2,23	1,22	2,60	0,23	15,91	32,50	0,25	0,48	—	—	0,05	0,12	—	22,84	100,92	4
		2,94	0,14	1,29	0,71	0,77	0,29	1,77	3,73	0,50	0,69			0,23	0,25		2,46	0,28	
	Кальцифиры	29,56	0,22	3,99	1,33	3,21	0,40	4,96	35,55	0,43	0,11	—	—	0,17	0,09	1,66	18,28	99,96	10
		5,28	0,06	1,16	1,02	0,62	0,08	2,49	4,0	0,24	0,09			0,03	0,20	3,67	5,59	0,27	

Нижний протерозой, кейвская серия	Доломитовые кальцифиры	16,2	0,01	1,1	0,4	0,2	0,06	18,6	26,0	0,3	0,5	—	—	0,04	—	1,75	35,2	99,82	2
	Мраморы	2,71 / 2,94	0,01 / 0	0,15 / 0,04	0,86 / 0,52	0,11 / 0,02	0,01 / 0,01	2,05 / 2,29	51,53 / 7,32	0,03 / 0,02	0,05 / 0,01	—	—	0,05 / 0,08	0,04 / 0,06	0,06 / 0,11	42,65 / 0,11	100,31 / 0,10	4
Нижний протерозой сортавальская серия**	Доломитовые мраморы и кальцифиры	13,8 / 4,23	0,16 / 0,01	0,56 / 0,30	0,75 / 0,46	0,34 / 0,17	0,02 / 0	17,83 / 0,60	30,98 / 2,05	0,07 / 0,04	0,11 / 0,05	—	—	0,12 / 0,07	0,16 / 0,07	0,21 / 0,15	35,26 / 3,29	100,37 / 0,54	5
	Доломитовые мраморы	—	—	—	—	—	—	11,46 / 6,20	40,7 / 6,83	—	—	—	—	—	—	—	—	—	60
Нижний протерозой варзугская серия	Доломитовые мраморы и кальцифиры	14,49 / 10,3	0,07 / 0,09	1,29 / 1,63	0,32 / 0,60	0,95 / 0,33	0,07 / 0,03	19,57 / 2,90	26,21 / 3,99	0,18 / 0,11	0,43 / 0,03	—	—	0,06 / 0,03	0,01 / 0,03	0,69 / 0,24	35,26 / 7,95	99,60 / 0,10	26
	Мраморы и кальцифиры	15,89 / 8,58	0,19 / 0,15	2,42 / 2,67	1,50 / 0,99	0,73 / 0,92	0,12 / 0,06	2,38 / 0,64	40,58 / 1,37	0,87 / 0,83	0,59 / 0,46	—	—	0,07 / 0,03	0,03 / 0,07	0,85 / 0,69	33,72 / 7,32	99,94 / 0,28	15
Средний протерозой, ятулий	Известняки*** и доломиты	—	—	—	—	—	—	14,31 / 7,90	28,93 / 7,72	—	—	—	—	—	—	—	—	—	135

* В числителе — среднеарифметическое значение содержаний окислов, вес. %, в знаменателе — среднее квадратическое отклонение.

** Средние данные подсчитаны из анализов В. И. Кищула (1963) и собранных В. А. Доильницыной, К. А. Ининой (1967) по материалам З. Т. Митрофановой, Т. В. Перикалиной, Ю. И. Сацука.

*** Средние данные подсчитаны из анализов, собранных В. А. Доильницыной, К. А. Ининой (1967) по материалам В. А. Соколова, З. Т. Митрофановой.

основании изложенного можно сделать вывод о том, что закономерности, выявленные при изучении фанерозойских процессов осадконакопления, не могут быть прямо экстраполированы на докембрийский этап формирования земной коры. Учитывая же форму полученной кривой и принимая во внимание, что докембрийский отрезок по продолжительности в абсолютном времяисчислении, по крайней мере, в 7 раз превосходит фанерозойский, можно предполагать периодическое изменение состава карбонатных пород в процессе развития земной коры как в докембрии, так и фанерозое.

Таким образом, в результате изучения карбонатных отложений докембрия Алданского и Балтийского щитов установлено, что их количество сопоставимо с количеством карбонатных пород, известным в фанерозое. Карбонатные отложения в докембрии так же, как и в более молодых образованиях, слагают верхние части крупных циклов седиментации, они представлены известняками и доломитами и их состав на протяжении докембрийского этапа развития региона зависел не от времени отложения осадков, а от менявшихся (скорее всего, периодически и закономерно) условий седиментации. Полученные выводы находятся в соответствии с положением, высказанным А. В. Сидоренко (1969) о едином, принципиально сходном эволюционном развитии земной коры в докембрии и более поздние эпохи и правомерности применения при изучении пород докембрия и более поздних образований единого историко-геологического метода исследования.

НОВЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ

В последние годы при изучении докембрийских пород казалось достаточным определить название породы в зависимости от ее минерального состава и по тому же признаку отнести ее к той или иной минеральной фации. Все остальное интересующее исследователя, например, условия происхождения, пути преобразования, вероятность связи с породой определенных месторождений полезных ископаемых — считалось ясным. В действительности такое изучение очень далеко от того, что необходимо знать, чтобы решить многие вопросы, стоящие перед исследователем докембрия. Необходимы новые и более эффективные пути решения теоретических и практических задач.

Еще в 1940 г. автор отмечал: «Так как основные породы претерпели не одну стадию изменения, наложенных одна на другую, то для изучения необходимо принять метод снятия наиболее поздних явлений одно за другим для обнаружения все более ранних явлений изменения» (Лебедев, 1940). Более того, А. В. Сидоренко и О. И. Луневой (Лунева, Сидоренко, 1973) ставится вопрос о разработке принципов «снятия» метаморфизма, вопрос об упорядочении наших представлений о процессах метаморфизма, типах метаморфизма, без которых невозможно научно обоснованное «снятие» метаморфизма и перевод метаморфических пород в свои первичные осадочные или магматические эквиваленты (аналоги). Несомненно, это целостная и определенная концепция, открывающая пути познания геологических процессов, протекавших в докембрии не на основе использования принципа униформизма или актуализма, как это обычно принято, а скорее непосредственным экспериментальным путем.

В настоящее время считается аксиомой, что при региональном метаморфизме конечная нами наблюдаемая порода, скажем, тот же биотит-гранатовый гнейс, из породы осадочной прошла все промежуточные ступени более слабого метаморфизма, причем, на каждой ступени ее минеральный состав приближался к равновесности, приобретая ас-

социацию, отвечающую определенной фации. В действительности, такой путь возможен и нередок, но каждый раз это надо доказать. Есть основания полагать, что во многих случаях такого постепенного ступенчатого преобразования породы не было. Так, наблюдения показывают, что именно такой путь метаморфизма проходили высокометаморфизованные биотитогранатовые гнейсы юго-восточной части северо-западного Приладожья, хотя промежуточные ступени все же наблюдаются в тех же породах, т. е. такого же возраста и близкого состава в северо-западной части района.

Вообще необходимо отметить, что процессы преобразования вещества при метаморфизме идут не столько по принципу стремления к равновесию, определяемого термодинамическими факторами, сколько согласно принципу наименьшего перемещения вещества, ведущего к образованию достаточно устойчивых кристаллических решеток (минералов) в данных (периодически изменяющихся) физико-химических (состав растворов, редокс, величина pH) и термодинамических (T и P) условиях (Лебедев, 1951).

В свете этого обращают на себя внимание положения, выдвигаемые А. В. Сидоренко и О. И. Луневой: 1) ныне существующие представления о метаморфизме сдерживают дальнейшие исследования; 2) назрела необходимость рассмотрения типов метаморфических преобразований вещества, находящихся в зависимости не только от термодинамических условий их преобразований, но и в зависимости от их исходного состава и особенностей текстуры; 3) следует изучать минеральные ассоциации в регионально метаморфизованных породах, определяющиеся их составом в слое, пласте, толще, пачке в зависимости от текстурной неоднородности и т. д. (Сидоренко, 1973; Лунева, Сидоренко, 1973).

Необходимо добавить, что когда речь идет о составе исходной осадочной породы, то надо иметь в виду не столько химический, сколько минеральный состав. Различия в минеральном составе в таком случае означают, что породы находятся на разных энергетических уровнях. А уровень этот определяется условиями выветривания, в том числе участием в нем процессов жизнедеятельности. Во всех процессах преобразования, начиная от диагенеза, энергетический уровень гипергенного вещества изменяется.

Положение о том, что в региональном метаморфизме процесс перекристаллизации идет иначе, чем кристаллизация магматического расплава, верно потому, что исходное вещество находится на разных энергетических уровнях. Примером могут служить недавно изученные нами совместно с Н. Золотовой и Ю. В. Нагайцевым корунд-ставролит-амфиболовые сланцы, в которых даже в пределах одного шлифа можно видеть ряд ассоциирующих слойков. Например: корунд+ставролит+роговая обманка+гранат+биотит+плагиоклаз или кварц+ставролит+роговая обманка+гранат+биотит+плагиоклаз; в других случаях: корунд+ставролит+гранат+биотит+кианит+плагиоклаз или кварц+гранат+биотит+плагиоклаз+кианит и т. д.

Корунд и кварц, как известно, являются запрещенным парагенезом, но тем не менее они соседствуют, возникнув в условиях довольно высокой ступени регионального метаморфизма, так как пачки таких пород мощностью до 25 м подстилаются и покрываются обычными для Северной Карелии кианит-гранат-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами (Хито остров, Чупинский район). Вероятно, корунд образовался за счет гидратов глинозема, а кварц за счет кремнезема.

Существенное значение для познания процессов метаморфизма могут иметь исследования в области фундаментальных положений теории кристаллического состояния вещества. Наши представления о кри-

сталлическом веществе земной коры, основанные на гольдшмидто-паулинговской кристаллохимии, согласно которой земная кора представляет собой оксисферу примерно на 92% и только на 8% из всех остальных элементов, совершенно не соответствует истине. Скорее имеет место обратное. Объем силикатов в основном слагается сравнительно крупными металлическими атомами-катионами Si, Al, Mg, Ca, Na, K и т. д. и в меньшей мере сравнительно мелкими атомами-анионами кислорода. Энергетика кристаллического вещества также в значительной мере зависит от состояния связей кислорода (Лебедев, 1969, 1972).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ОСАДОЧНОГО ГЕНЕЗИСА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Наибольший эффект минералогические исследования метаморфических пород дают, когда они проводятся одновременно с изучением стратифицированности толщ, структурно-текстурных особенностей пород и их петрохимии. Подобным образом проводились исследования древнейших метаморфических образований Кольского полуострова — гранулитового комплекса. Исследования явились составной частью широкой программы литологического изучения докембрия, осуществляемого под руководством А. В. Сидоренко (1972). Результаты литолого-стратиграфического изучения гранулитового комплекса подробно освещены в печати (Сидоренко, Лунева, Немова, 1971).

Реликтовыми минералами в метаморфических образованиях являются циркон, монацит, реже рутил, гранат, плагиоклаз, кварц (Сидоренко, Лунева, 1961; Горощенко, 1971). Они оказываются устойчивыми как в процессах выветривания и транспортировки, так и метаморфизма. Наибольший интерес в этом отношении представляет циркон — наиболее устойчивый и широко распространенный минерал. Циркон является наиболее распространенным акцессорным минералом в образованиях гранулитового комплекса (Горощенко, 1968). Он присутствует практически во всех разностях гранулитов и в некоторых прослоях кварцсодержащих пироксеновых сланцев. Очень редок этот минерал в скаполитсодержащих кристаллических сланцах. Содержащиеся в породах зерна циркона могут быть кластогенными (реликтовыми) и вновь образовавшимися (метаморфогенными). Кластогенные цирконы имеют самую различную степень окатанности. Встречаются расколотые зерна. Метаморфогенные цирконы в основном представлены двумя типами: содержащие окатанные ядра (регенерированные) и комковатые формы, целиком образовавшиеся при метаморфизме.

Зернам циркона, содержащимся в образованиях гранулитового комплекса, свойственна лиловая, иногда бледно-розовая окраска и хорошая прозрачность. Детритовые формы обладают высокой степенью окатанности, большим распространением пользуются короткостолбчатые хорошо окатанные разности, имеющие почти шарообразную форму. Попадаются расколотые зерна. Преобладающим является метаморфогенный тип циркона. Распределение встречающихся в различных породах гранулитового комплекса морфогенетических типов циркона показано в табл. 21. В гранулитах, пользующихся широким распространением на Кольском полуострове, преобладают реликтовые зерна циркона и формы, содержащие окатанные ядра. Пироксеновые кристаллические сланцы в зависимости от положения в стратиграфическом разрезе гранулитового комплекса содержат различное количество кластогенного циркона: по разрезу вниз в них убывает количество окатанных и обломочных форм. Это может свидетельствовать об уменьшении в первичном осадке доли терригенного материала.

Таблица 21

Распределение различных морфогенетических типов циркона в породах гранулитового комплекса (в % от мономинеральной фракции)

Порода	Минеральные парагенезисы	Количество проб	Детритовые (реликтовые) цирконы		Метаморфогенные цирконы		
			хорошо окатанные	слабо окатанные	регенерированные округлые с окатанными ядрами	комковатые, бесформенные	идиоморфные
Гранулиты	Кварц+полевой шпат+гранат+ +силлиманит (кианит)+биотит	22	70—100	0—5	0—23	0—2	Единичные зерна
Кварцсодержащие пироксеновые кристаллические сланцы, биотит-гиперстеновые гранулиты	Пироксен (гиперстен)+плагиоклаз+кварц+ +(гранат+биотит)	10	0—50	0—15	10—25	10—90	То же
Бескварцевые пироксеновые кристаллические сланцы	Пироксен (гиперстен, салит)+ +плагиоклаз+ +скаполит+ +(роговая обманка)	5	0—20	—	0—20	60—100	—

К реликтовым кластогенным минералам древних пород можно отнести также и монацит. По окатанным зернам монацита, содержание которых достигает 20% от общего количества акцессориев, доказана, например, первично осадочная природа гранито-гнейсов Верхнего Приамурья (Ворошилов, Кирилюк, 1965).

В гранулитах Кольского полуострова широко развиты таблитчатые зерна монацита, имеющие различную степень окатанности. В тех прослоях гранулитов, в которых содержатся окатанные монациты, количество окатанных форм циркона, как правило, составляет 80—100%.

Обращает на себя внимание, что зерна ильменита и рутила — минералов, широко распространенных в образованиях гранулитового комплекса, имеют округлую и комковатую форму. Такую же форму имеют и зерна лейкоксена, которые изредка присутствуют в этих породах. Внутри отдельных комковатых зерен рутила отмечаются полосчатые, пятнистые участки, сложенные более светлым лейкоксеном (рис. 44). Вероятно, что указанные формы ильменита и рутила являются псевдоморфозами по зернам лейкоксена, присутствовавшего в первичном осадке, поскольку лейкоксен — неустойчивая форма титанита в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Многие метаморфогенные минералы, встречающиеся в гранулитах и пироксеновых кристаллических сланцах, являются прямыми индикаторами состава и природы первичного осадочного материала. Доказательством этого может служить: а) содержание в гранулитах графита (до 1—2%), для которого установлена органогенная природа (Сидоренко и др., 1972); б) наличие в гранулитах силлиманита (5—10% и более), возникшего за счет существенно глинистых осадков, первичный глинистый состав которых был подтвержден литохимическими пересчетами (Горощенко, 1971); в) образование пироксеновых кристаллических сланцев, состоящих на 5—20% из скаполита, по всей видимости, за счет засоленных карбонатно-глинистых отложений (Сердючен-

ко, 1972а). Появление в парагенетической ассоциации минералов пироксеновых кристаллических сланцев скаполита, таким образом, может указывать на то, что в разрезе гранулитового комплекса присутствуют породы, в состав которых входит как терригенный, так и хемогенный материал.

В метаморфических образованиях гранулитового комплекса установлены следующие особенности минералогии пород, которые свойст-

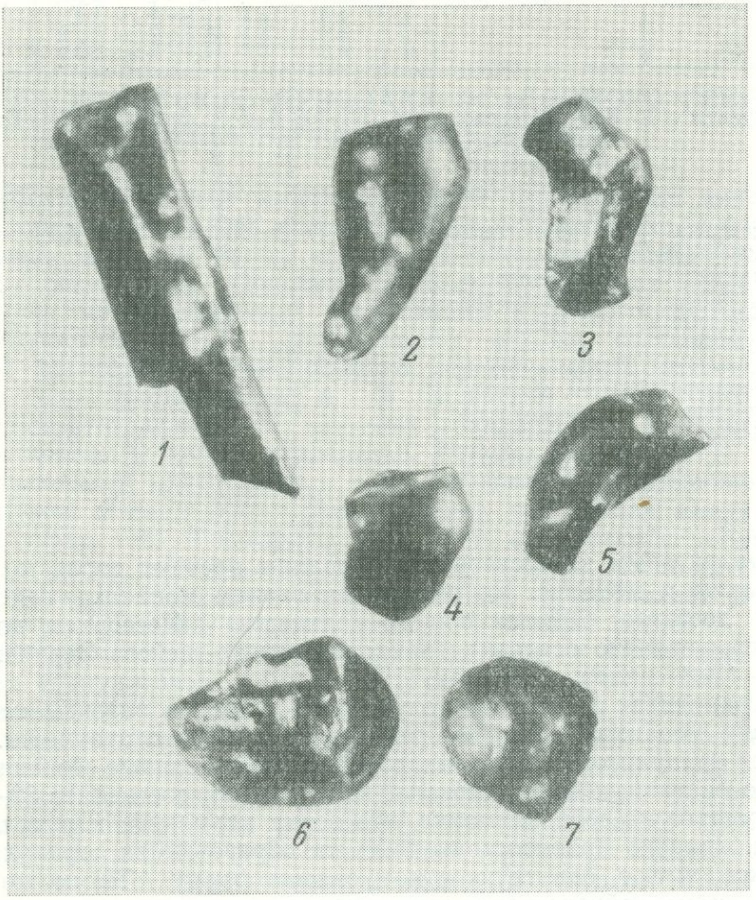


Рис. 44. Форма зерен рутила, ильменита и лейкоксена, развитых в породах гранулитового комплекса. × около 100

1 — идиоморфный кристалл рутила; *2—3* — округлые и комковатые зерна рутила; *4—5* — ильменит; *6—7* — комковатые и округлые зерна лейкоксена

венны осадочным толщам: а) неравномерное содержание от слоя к слою минералов тяжелой фракции, в том числе и реликтовых кластогенных минералов, а также метаморфогенных минералов — индикаторов исходного состава и природы пород; б) выдержанность по простиранию слоев как текстурно-структурных особенностей пород, так и общего минерального состава, состава тяжелой фракции и состава отдельных минералов.

Осадочная природа широко распространенных в породах полосчатых текстур подтверждается распределением и ориентировкой в слойках детритовых (реликтовых) минералов.

Опыт применения комплексных структурно-текстурных и минералогических исследований пород гранулитового комплекса показал перспективность такого направления в литологическом изучении докемб-

рийских образований. Была доказана первичная осадочная природа многих разностей глубоко метаморфизованных образований, построены стратиграфические разрезы и проведена их корреляция, установлен состав исходных осадков.

Таким образом, становится очевидной необходимость применения самостоятельного минералогического метода изучения метаморфических пород, который предусматривает, с одной стороны, поиски и исследования детритовых минералов-реликтов, а с другой — специальное комплексное изучение метаморфогенных минералов-индикаторов (графита, силлиманита, скаполита и т. д.). Изучение минеральных ассоциаций метаморфических пород позволит в конечном счете в полной мере оценить влияние состава и природы исходных пород на фациальный облик метаморфических образований.

КЛАСТОГЕННЫЕ ЦИРКОНЫ И МОНАЦИТЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД УКРАИНЫ КАК КРИТЕРИЙ ИХ ВОЗРАСТА И ГЕНЕЗИСА

Устойчивость циркона при высоких температурах доказана экспериментально. Температура плавления чистого циркона равна 2400° С (Блюменталь, 1963). В гранитном расплаве при температуре 1600° С кристаллы циркона сохраняют идиоморфные очертания (Голубчина, 1960). Данные о химической стойкости циркона противоречивы. Есть указания на растворимость его как в щелочной (Эйтель, 1962; Блюменталь, 1963; Saxena, 1966), так и кислой (Maurice, 1949) средах.

О поведении циркона при метаморфизме существуют различные точки зрения. Большинство исследователей указывает на регенерацию циркона при высоких ступенях регионального (Taubenek, 1957; Eckelman and Poldervaart, 1957; Eckelman and Kulp, 1956; Berthelson, 1960; Marshall, 1967) или контактного (Trueman, 1912) метаморфизма. Некоторые исследователи считают, что регенерация цирконовых зерен начинается на низких ступенях метаморфизма (Saxena, 1966). Существует также мнение, что циркон остается без изменений вплоть до амфиболитовой фации, а при мигматизации растворяется (Шулежко, Савельев, 1971).

Нами изучены акцессорные минералы (цирконы и монациты) метаморфических пород нескольких крупных районов развития докембрия Украины.

Обломочные породы нижней свиты криворожской серии (мощность 400 м) представлены преимущественно полевошпат-кварцевыми песчаниками, среди акцессорных кластогенных минералов которых преобладают циркон, монацит, гранат и ильменит. Для выделения акцессорных минералов были отобраны пробы пород нижней свиты криворожской серии и плагиогранитов днепровского комплекса. Полное описание цирконов нами дано ранее (Щербак и др., 1969). Здесь же мы лишь отметим, что по габитусу и цвету устанавливается близкое сходство цирконов, выделенных из метаморфизованных песчаников нижней свиты криворожской серии и плагиогранитов днепровского комплекса (рис. 45). Изотопный возраст их также одинаков, что видно из данных, приведенных в табл. 22. Средние значения возраста составляют 2850 ± 150 млн. лет.

Проведенные исследования по изучению акцессорных цирконов и монацитов из пород описываемого района позволяют сделать следующие выводы: во-первых, областью сноса для осадочных пород нижней свиты криворожской серии были граниты днепровского комплекса; во-вторых, для кластогенных цирконов и монацитов из осадочных пород

нижней свиты криворожской серии, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, явления регенерации не характерны.

В докембрии Ингуло-Ингулецкого района цирконы выделены из парагнейсов гранат-пироксенового, амфибол-биотитового и биотитового составов. В гранат-пироксеновых гнейсах преобладают округленные цирконы, и явления регенерации в них почти не проявлены. В амфибол-

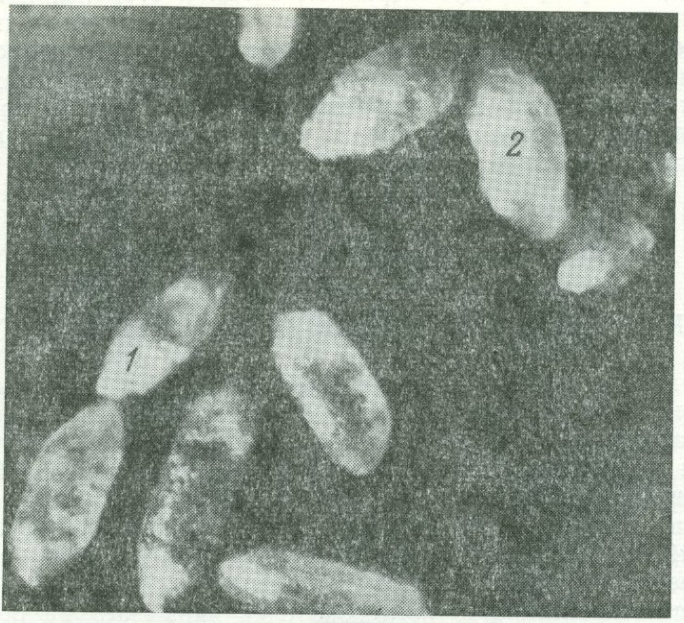


Рис. 45. Кристаллы циркона из плагиогранита (*1*) и кварцито-песчаников нижней свиты криворожской серии (*2*)

биотитовых гнейсах округленные цирконы обрастают оболочками (рис. 46) и, кроме того, в них появляются идиоморфные кристаллы более поздней генерации. Изотопный возраст идиоморфных кристаллов циркона около 2 млрд. лет (Белевцев, Рудницкий и др., 1971), а возраст реликтового циркона колеблется от 2,3 до 2,8 млрд. лет, в зависимости от его регенерации. Для кластогенных цирконов характерна

Таблица 22

Изотопный возраст кластогенных цирконов и монацитов из пород нижней свиты криворожской серии

№ образца	Порода, из которой выделен циркон и монацит	Изотопный возраст свинца, %				Абсолютный возраст, млн. лет
		Pb^{204}	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}	
24/64/1	Песчаник	0,336	62,82	17,65	19,20	3020
26/65/2	„	1,044	24,29	17,43	57,23	3050
26/65/8	„	0,892	42,56	19,68	36,87	3030
26/65/6	„	1,006	34,58	19,73	44,68	3200
5123	„	0,395	59,42	15,72	24,46	2740
18/64	Кварцит слюдяной	0,434	61,20	16,61	21,75	2750
28/65/1	Конгломерат крупногалечный	0,504	53,73	16,12	29,64	2760
28/65/1	То же	0,113	9,75	2,94	87,20	2720
1/63	Плагиогранит	0,205	71,45	16,20	12,14	2800

красная и красновато-сиреневая окраска. Цирконы гнейсов Ингуло-Ингулецкого района заслуживают более тонкого минералогического и изотопного изучения, так как здесь проявилось несколько этапов регионального метаморфизма, сопровождающегося процессами гранитизации, с которыми связано обрастание цирконов.

В Побужском районе наиболее распространенными являются две ассоциации пород: кристаллический сланец (пироксен-плагиоклазового состава) — мигматит — розовый гранит и глиноземистый гнейс — бердичевский гранит — пегматит. В первой ассоциации кристаллических пород присутствует два типа цирконов — розовый с признаками регенерации и коричневый длиннопризматический, неизмененный. В кристаллических сланцах преобладают розовые разновидности, в мигматитах присутствуют в равных количествах те и другие, в гранитах превалирует коричневый идиоморфный циркон. Степень изменения циркона ранней генерации различная. В одних кристаллах новообразования поздней генерации циркона проявлены в виде узких внешних каемок, в других — реликтовый циркон сохраняется лишь в виде ядер в кристаллах хорошей огранки.

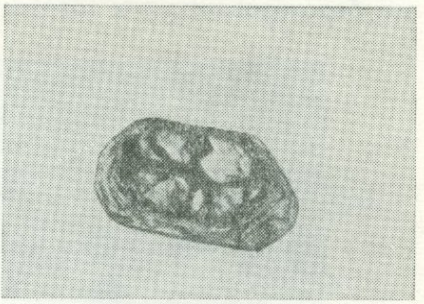


Рис. 46. Регенерация циркона в амфибол-биотитовых гнейсах Ингуло-Ингулецкого района

Цирконы кристаллических сланцев, в отличие от цирконов из гранитов, характеризуются высоким содержанием обыкновенного свинца и большим разбросом цифровых значений возраста по отдельным изотопным отношениям. Результаты изотопного анализа свинца, выделенного из циркона, нанесены на график в системе координат Pb^{207}/Pb^{204}, Pb^{206}/Pb^{204} (рис. 47). Фигуративные точки легли на две изохроны: на верхней из них (I) разместились точки, полученные по свинцово-изотопным отношениям цирконов кристаллических сланцев, на нижней (II) — гранитов. Значения возраста, отвечающие верхней изохроне, составляют 2500±60 млн. лет, нижней изохроне — 1900±±70 млн. лет. Для ассоциации пород гранат-биотитовый гнейс — бердичевский гранит — сингенетический пегматит характерен не только циркон, но и монацит. Причем циркон в гнейсах отличается округлой формой (рис. 48), что указывает на кластогенный его характер. Монацит в глиноземистых гнейсах и бердичевских гранитах одинаков по химическому составу и возрасту (Щербак и др., 1969). Характерным является то обстоятельство, что содержание монацита в граните по сравнению с гнейсом увеличивается, тогда как состав и содержание редких земель (рис. 49) остается постоянным. Это, видимо, указывает на то, что процессы гранитизации происходили в условиях, близких к изохимическим.

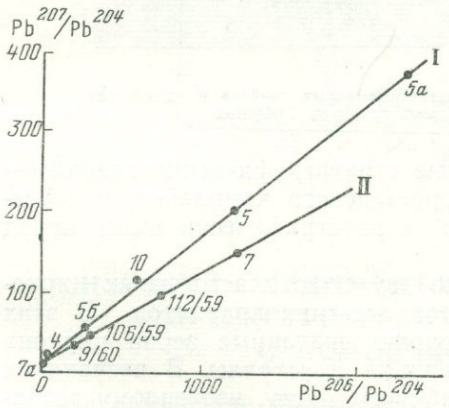


Рис. 47. Свинцово-изотопные отношения для акцессорных минералов докембрия Побужья

$I - \frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} = \frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}(0{,}1609 \pm 0{,}0030) + (1390 \pm 140)$, $t = (2500 \pm 60) \cdot 10^6$ лет; $II - \frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}(0{,}1148 \pm 0{,}0028) + (1441 \pm 114)$, $t = (1910 \pm 70) \cdot 10^6$ лет

Метаморфизованные осадочные породы Волыни представлены гнейсами тетеревской серии и песчаниками, кварцитами овручской се-

рии. В однородных, не затронутых гранитизацией, парагнейсах биотитового, гранат-биотитового и графит-биотитового состава наблюдаются обычно округленные зерна циркона без следов регенерации. На начальной стадии мигматизации гнейсов начинается обрастание округленных зерен бурыми оболочками новообразованного циркона поздней генерации, а в мигматитах мы уже видим реликтовый циркон только в ядрах новообразованных кристаллов.

В овручской серии большинство исследователей выделяет две свиты: белокоровичскую и толкачевскую. А. С. Дранник (1972) овручскую

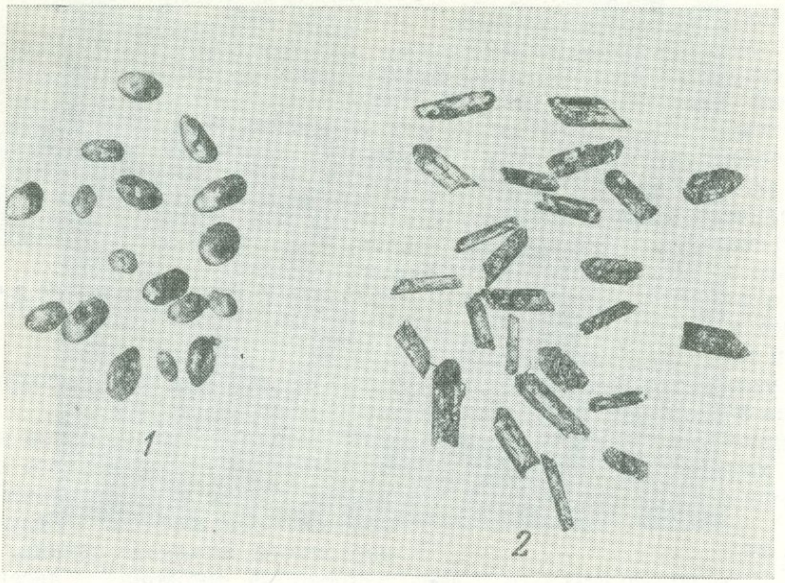


Рис. 48. Округленные зерна циркона (*1*) из глиноземистых гнейсов и идиоморфные кристаллы (*2*) из пироксеновых гранитов Побужья

серию разделил на две самостоятельные стратиграфические единицы— пугачевскую, являющуюся древнее коростенского комплекса, и собственно овручскую серию, залегающую стратиграфически выше пород коростенского плутона.

Нами выполнены исследования по изучению кластогенных цирконов белокоровичских песчаников и толкачевских кварцитов. В этих обломочных породах преобладают хорошо окатанные зерна циркона (рис. 50), но встречаются и сохранившиеся кристаллы. В песчаниках белокоровичской свиты цирконы по габитусу, цвету, изотопному возрасту подобны цирконам из гранитов и мигматитов кировоград-житомирского типа, а кластогенные цирконы из осадочных пород толкачевской свиты в основной своей массе аналогичны одноименным минералам коростенского плутона. В пугачевских метапесчаниках, залегающих в виде ксенолитов среди гранитов коростенского комплекса, наблюдаются два типа цирконов: окатанные и новообразованные хорошо ограненные кристаллы. Характерно, что в слабо метаморфизованных осадочных породах пугачевской и овручской серий явлений регенераций циркона не наблюдалось. Появление циркона новой генерации в песчаниках из ксенолитов связано с явлениями гранитизации.

В заключение следует отметить, что применительно к докембрию Украинской ССР циркон является одним из самых устойчивых кластогенных минералов, сохранившихся в любых условиях метаморфизма, тогда как кластогенный монацит наблюдается лишь в слабо метаморфизованных породах. Явления регенерации монацита не были уста-

новлены вообще. Для циркона эти процессы получили широкое развитие, достигая максимальной интенсивности в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, сопровождающегося процессами гранитизации. Результаты этих исследований следует учитывать при выяснении генезиса пород бугской, западно-приазовской, ингульской и ингулецкой серий, претерпевших неоднократные метаморфические преобразования. Кроме того, полученные результаты имеют важное значение для интерпретации изотопных данных.

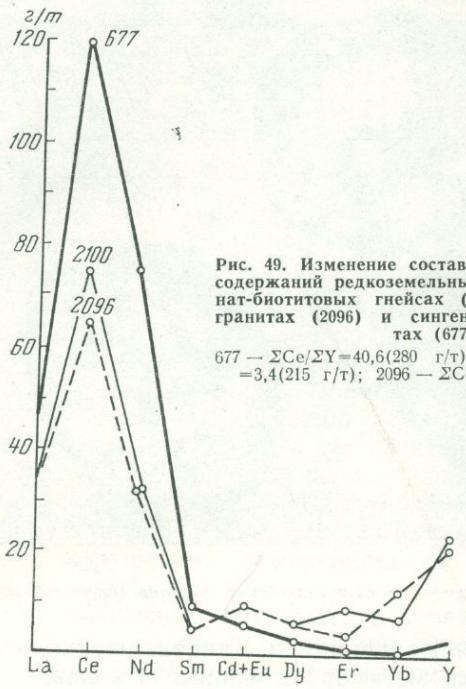


Рис. 49. Изменение состава и количественных содержаний редкоземельных элементов в гранат-биотитовых гнейсах (2100), бердичевских гранитах (2096) и сингенетических пегматитах (677)

677 — $\Sigma Ce/\Sigma Y$=40,6(280 г/т); 2100 — $\Sigma Ce/\Sigma Y$= =3,4(215 г/т); 2096 — $\Sigma Ce/\Sigma Y$=3,48(195 г/т)

ИЗУЧЕНИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ МАКРОСТРУКТУР И ТЕКСТУР ГРАНУЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ С ПОМОЩЬЮ АЭРОМЕТОДОВ

Использование аэрометодов при изучении осадочных толщ общепринято, хорошо методически разработано, дает прекрасные результаты и обычно не вызывает затруднений в процессе дешифрирования горизонтально- и пологозалегающих толщ и складчатых комплексов осадочных пород. Применение аэрометодов для расшифровки магматических и в особенности для глубокометаморфизованных пород докембрия разработано слабее и не получило столь широкого распространения. Своеобразие обстановки областей развития глубокометаморфизованных пород докембрия, большая сложность геологического строения, степень однородности пород как первичная, так и создаваемая процессами метаморфизма, отсутствие резких цветовых контрастов между отдельными типами пород, сильная дислоцированность метаморфических толщ и т. д. затрудняют дешифрирование.

Применение аэрометодов для расшифровки макроструктур и текстур глубокометаморфизованных пород рассматривается на примере гранулитового комплекса Кольского полуострова. Образования грану-

литового комплекса в структурном плане расположены в осевой горной части района, входящего в сальнотундро-колвицкую синклинорную зону (Харитонов, 1958). Эта синклинорная зона образована двумя структурными формациями — Сальнотундровским и Колвицким синклинориями. Обе структуры имеют примерно одинаковое северо-западное простирание.

Гранулитовый комплекс распространен в западной части Кольского полуострова, в междуречье Лотты и Ноты, а также в районе тундр

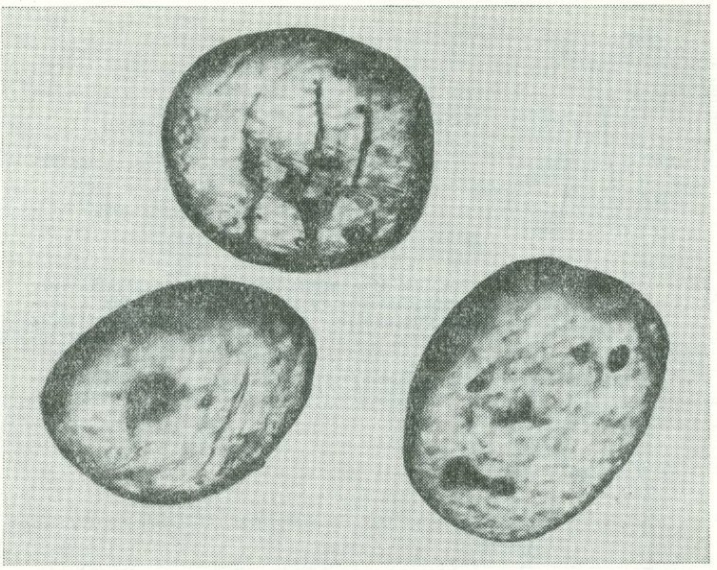


Рис. 50. Кластогенные цирконы из толкачевских гранитов Овручской серии

Туадаш, Сальных, Нявка, Колвицких и Кандалакшских и объединяет разные по составу породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Комплекс представлен основными кристаллическими сланцами, плагиоклазовыми, гранат-плагиоклазовыми сланцами, двупироксеновыми плагиосланцами, гиперстеновыми, амфибол-гиперстеновыми, амфибол-биотитовыми, гранат-амфибол-биотитовыми гнейсами, основными и кислыми гранулитами, различными амфиболитами, прослоями эклогитоподобных гранат-пироксеновых и карбонатных пород, зеленых сланцев и гранат-кварц-полевошпатовых пород с кианитом и силлиманитом.

Все исследователи образования гранулитового комплекса относят к архею. Абсолютный возраст его (1950±50 млн. лет по отношению Pb^{208}/Pb^{206} и 1934 млн. лет по калий-аргоновому методу), вероятно, соответствует времени регионального метаморфизма гранулитовой фации (Тугаринов и др., 1968).

Использование аэрометодов позволило по-иному охарактеризовать этот сложный регион, выделить основные структуры полуострова, понять их взаимоотношения и выявить блоковый характер восточной части Балтийского щита.

Опыт использования аэрометодов на щелочных гранитах (Сидоренко, Ожогин, 1968), на гнейсах и амфиболитах Кейвского синклинория (Сидоренко и др., 1972) позволили по-новому охарактеризовать толщи метаморфизованных пород, считавшиеся ранее интрузивными образованиями. Выяснение генезиса гранулитов комплексом методов, включая литологические и аэрофотогеологические, представляет собой интерес ввиду сходства физико-механических свойств пород гранули-

тового комплекса и пород базальтового слоя земной коры. Ранее породы гранулитового комплекса рассматривались как наиболее глубинные магматические образования типа регионально метаморфизованной дифференцированной интрузии (Володин, 1953; Жданов, 1966). В последнее время появились данные, свидетельствующие о первично осадочном происхождении пород комплекса (Беляев, 1971; Горощенко, 1968). К. Д. Беляев пришел к выводу, что гранулитовый комплекс является сильно метаморфизованной толщей эффузивно-осадочных пород, суммарная мощность которой не превышает 4000 м.

С целью выяснения первичной природы глубокометаморфизованных пород гранулитового комплекса применялись аэрофотогеологические методы в сочетании с геолого-литологическими, геоморфологическими и петролого-геофизическими. На использование аэрометодов на Кольском полуострове, где наличие тундры, лесотундры и таежной растительности, большое влияние оказывают также физико-географические факторы.

Учитывая разную обзорность территории, использовались аэроснимки масштаба 1 : 25 000, 1 : 50 000 и аэрофотосхемы масштаба 1 : 100 000. Производилось предварительное камеральное и детальное полевое дешифрирование, после чего полученные данные корректировались в процессе полевых работ дешифрирования в наиболее обнаженных частях территории.

Дешифрирование снимков масштаба 1 : 25 000 позволило выявить большое количество деталей, связанных с переслаиванием (иногда ритмичным) разных по составу пород, проследить отдельность пород комплекса, обусловленную трещиноватостью и наличием мелких тектонических нарушений. Использование снимков масштаба 1 : 50 000 дало возможность по-новому оценить тонкое переслаивание стратифицированных толщ, установить складчатость, выявить флексуры, некоторые тектонические нарушения, скоррелировать одновозрастные толщи в разных частях структуры и проследить их по простиранию.

Породы гранулитового комплекса в течение длительного времени подвергались выветриванию и денудации. Наиболее устойчивыми к выветриванию оказываются основные темноцветные гранулиты, эклогитоподобные породы и некоторые мелко- и среднезернистые амфиболиты, образующие квесты и гривки в рельефе. Большая устойчивость этих пород к выветриванию связана с высокой плотностью, равномерной зернистостью прослоев. Прослои карбонатных пород оказываются наиболее легко разрушаемыми с образованием понижений в рельефе, что фиксируется на аэрофотоснимках преимущественно светлым фототоном. Кислые гранулиты, гранат-биотитовые гнейсы с кианитом и силлиманитом обычно разрушаются интенсивнее вмещающих их пород и также формируют понижения в рельефе.

Различие в выветривании разных по вещественному составу пород подчеркивается характером растительности. Особенно это заметно в понижениях, что является совместно с фототоном достаточно устойчивым признаком, позволяющим прослеживать отдельные пласты и целые пачки на значительные (10—15 км) расстояния.

Разломы, зоны трещиноватости и флексуры, характеризующиеся повышенной обводненностью, дешифрируются по более темным вытянутым полосам растительности. На аэрофотоснимках отчетливо фиксируются смещения крыльев, прямолинейные и хорошо выраженные структурные линии, которые прослеживаются в виде понижений в рельефе. Кроме тонкого переслаивания, видимого в обнажениях, на аэрофотоснимках наблюдается чередование отдельных достаточно мощных пачек породы. Так, например, в районе массива Туадаш-тундры отдельные пачки кислых гранулитов и двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев чередуются между собой, а основные грану-

литы, образуя квестообразные формы рельефа, прослеживаются по простиранию на 12—15 км, сохраняя неизменной мощность этих пачек. Подобные пачки удавалось проследить также для амфиболитов Туадаш-тундры и пачек переслаивания эклогитов и гранат-пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев.

Устойчивая выдержанность по простиранию на многие километры отдельных слоев и пачек пород при постоянстве их мощности и состава в различных частях складчатых структур свидетельствует в пользу их осадочного или осадочно-вулканогенного происхождения.

В заключение следует отметить, что комплексное применение аэрометодов позволяет по-новому расшифровать строение гранулитового комплекса, сложенного глубокометаморфизованными породами докембрия.

ДЕШИФРИРОВАНИЕ РАЗНОМАСШТАБНЫХ АЭРОФОТОМАТЕРИАЛОВ КАК МЕТОД РАСШИФРОВКИ СТРУКТУР МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ

По данным дешифрирования мелкомасштабных аэрофотоматериалов, позволяющих охватить Кейвскую структуру в целом, было установлено, что в ее пределах можно выделить три структуры: собственно Кейвский синклинорий (Центрально-Кольский прогиб) и две зоны — Кейвскую, в плане отвечающую полю развития кейвских сланцев, и Южную, протягивающуюся вдоль южного и юго-восточного окончания синклинория. На аэрофотоснимках они различаются фототоном, рельефом местности, характером, длиной и направлением структурных линий. Линеаменты фотоизображения отвечают обычно слоистости, гнейсовидности, кристаллизационной сланцеватости и трещинам отдельности.

Центрально-Кольский прогиб сложен однообразными преимущественно мелко-тонкозернистыми биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами (гнейсовый комплекс), при дешифрировании характеризующимися прямолинейными прерывистыми структурными линиями северо-западного, близкого к субширотному простирания, без подкручиваний и перегибов, что говорит о линейном и сравнительно простом характере складчатых структур. И только на юге и юго-западе в краевой части структуры, в непосредственной близости от массива щелочных гранито-гнейсов, наблюдается более сложный рисунок структурных линий. Нередко отмечаются брахиформные флексурообразные складки, неразрывно связанные со складчатым рисунком, наблюдаемым в щелочных гранито-гнейсах. Этот факт подтверждает высказанное ранее предположение А. В. Сидоренко и В. А. Ожогина (Сидоренко, Ожогин, 1968) о не интрузивной, а скорее первично осадочной природе щелочных гранито-гнейсов. Такая структурная связь щелочных гранитов с вмещающими их гнейсами обусловлена, вероятнее всего, ремобилизацией гранито-гнейсового фундамента в результате процессов гранитизации, метаморфизма и метасоматоза, приведших в конечном счете к образованию щелочных гранито-гнейсов.

В центральной части прогиба, в верхах разреза гнейсового комплекса, в непосредственной близости от зоны развития кейвских сланцев, выделяется полоса шириной от нескольких сотен метров до 4—5 км, протягивающаяся согласно с направлением структурных линий примерно на 50 км. Северная ее граница совпадает с южным контактом Кейвской зоны, южная под косым углом причленяется к последней. Верхняя часть гнейсового комплекса представлена слоистой толщей чередующихся между собой тонкозернистых, среднезернистых

(гравелитистых), иногда полосчатых гнейсов, отличающихся от нижележащих монотонных мелкозернистых гнейсов. Отмечаются отдельные гальки тех же гнейсов и кварца, в ряде случаев устанавливаются реликты сохранившейся косой слоистости.

Характерной особенностью пород гнейсового комплекса является развитие в них процессов щелочного метасоматоза, проявившихся наиболее интенсивно в пределах крупных тектонических зон. Наиболее измененные разности (метасоматиты) настолько перекристаллизованы, что теряют первичную ориентировку гнейсовидности. В этих случаях направление вторичной гнейсовидности совпадает с направлением зоны разлома, создавая, таким образом, ложное представление о внутреннем строении гнейсового комплекса.

Таким образом, с помощью комплексного использования различных аэрометодов и геологических исследований появилась возможность не только понять общее строение монотонного гнейсового комплекса, слагающего Центрально-Кольский прогиб, но и расчленить его на две толщи.

Кейвская зона (или Кейвский прогиб) сложена породами сланцевого комплекса. На аэрофотоматериалах масштаба 1 : 100 000 и мельче она читается в виде узкой полосы северо-западного простирания, хорошо выделяющейся на общем фоне широкого Центрально-Кольского прогиба. Зона характеризуется серией вытянутых структурных линий, обычно субпараллельных ее контакту. Северная ее граница прямолинейная тектоническая, южная — более сложная, часто заливообразная. Зона в целом приурочена к серии крупных разломов северо-западного простирания, заливообразные ответвления ее по южной границе — к системам разломов субширотного и северо-восточного простирания. В пределах Кейвской зоны, по данным мелкомасштабных аэрофотоснимков, четко выделяется краевая ее часть, характеризующаяся сближенными субпараллельными плавно изгибающимися структурными линиями, по своему положению отвечающими, по А. В. Белькову, кианитовой пачке Б. Центральная часть зоны отличается более редкими прерывистыми линиями, пониженным рельефом, что фиксируется изменением фототона. В отдельных случаях, особенно на крупномасштабных аэрофотоматериалах, характер сочленения структурных линий центральной части в линии краевой зоны дает возможность предполагать несогласие между кианитовыми сланцами и вышележащими толщами.

Зона сочленения кейвских сланцев с породами гнейсового комплекса, как правило, задернована и труднодоступна для изучения. На аэрофотоснимках она в большинстве случаев видна хорошо. Дешифрирование разномасштабных аэрофотоматериалов и наземные геологические исследования по всей Кейвской зоне дали довольно многочисленный материал, говорящий о несогласном залегании пород сланцевого комплекса на гнейсах и соответственно о перерыве в их осадконакоплении (Федоров, 1972). К аналогичному выводу пришли и другие исследователи, изучавшие зону сочленения на отдельных ее участках (Головенок, 1971 а; Мирская, 1972).

На схемах дешифрирования мелких масштабов четко виден единый линейный структурный план Кейвской зоны и Центрально-Кольского прогиба, что говорит, по-видимому, об унаследованности их развития. Приуроченность же Кейвской зоны к крупной хорошо читающейся на аэрофотоматериалах зоне разлома и наличие сложных, секущих по отношению к Центрально-Кольскому прогибу заливообразных ответвлений в ее южной части, свидетельствует, скорее всего, о наложенном характере этой структуры. Детальное дешифрирование всей Кейвской зоны в масштабе 1 : 25 000 позволило выделить более десяти участков, где виден наложенный характер этой зоны. Наиболее четко

это было установлено в районе г. Шуурурта, Колокольная, в бассейне среднего течения р. Югоньки и на восточном замыкании Кейвской зоны. В районе г. Шуурурта кроме углового несогласия устанавливается и азимутальное. Здесь на крутые линейно-вытянутые слои гнейсов ложатся пологие (20—40°), плавно изгибающиеся слои кианитовых сланцев, в свою очередь, осложненные более мелкой складчатостью, вплоть до внутрислоевой гофрировки. Различный характер складчатости в этих структурах отмечается практически повсеместно. Следует также отметить, что сланцевый комплекс, судя по данным дешифрирования, ложится на различные стратиграфические уровни литологически различными горизонтами.

В связи с изложенным встает проблема, касающаяся происхождения кианитовых сланцев. Приуроченность их к самым низам разреза сланцевого комплекса является еще одним косвенным доказательством перерыва в осадконакоплении. В этом случае они могут рассматриваться как метаморфизованные переотложенные коры химического выветривания, тогда как толщи кварц-мусковитовых сланцев и кварцитов, лежащих выше кианитовых сланцев, образовались уже по обычным седиментационным породам.

Южная зона протягивается узкой полосой субширотного простирания от малых Кейв до р. Поной по границе архейских и протерозойских структур. На мелкомасштабных аэрофотоматериалах зона фиксируется серией субпараллельных структурных линий, вытянутых обычно на несколько километров, расположенных под косым углом к сравнительно коротким прерывистым структурным линиям Центрально-Кольского прогиба. Состав пород, слагающих эту зону, более пестрый, чем пород прогиба. Они представлены биотитовыми, биотит-амфиболовыми, амфиболовыми гнейсами и афмиболитами.

Таким образом, дешифрирование разномасштабных аэрофотоматериалов на значительных площадях в комплексе с геологическими исследованиями дало возможность выделить в пределах Кейвского синклинория три самостоятельные структуры. При решении такого рода задач целесообразно проводить дешифрирование больших площадей с охватом рассматриваемой структуры в целом. Это дает возможность дифференцировать сложные метаморфические комплексы различных регионов.

АЭРОФОТОМЕТОДЫ В ИССЛЕДОВАНИИ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ

Аэрофотометоды играют особую роль в исследовании древних метаморфических толщ, так как они позволяют охватить обширные площади и выделить региональные структуры метаморфических комплексов, элементы которых не всегда удается распознать даже при детальном изучении обнажений глубокометаморфизованных пород. По структурным особенностям глубокометаморфизованных пород, которые читаются по аэрофотоснимкам, можно выявлять их первичную природу даже в том случае, если при наземных наблюдениях вопрос их происхождения не решается однозначно (Сидоренко, Лунева, 1961; Сидоренко, Ожогин, 1968).

Изучение реликтов первично осадочных структур глубокометаморфизованных пород с помощью аэрометодов проводилось на Кольском полуострове в районе развития метаморфических и ультраметаморфических комплексов амфиболитовой фации Мурманского блока и в пределах выходов щелочных гранитов в верхнем течении р. Поной.

Реликтовые первично осадочные структуры пород Мурманского блока. Мурманский блок (антиклинорий) представляет собой геотектоническую структуру первого порядка на территории Кольского полуострова. Эта структура протягивается широкой полосой вдоль побережья Баренцова моря, она сложена преимущественно гранитоидами и гранито-гнейсами, подчиненное значение имеют амфиболиты и кристаллические сланцы различного состава. Магматическое происхождение этих пород ранее не вызывало сомнений. Их относили к интрузивным породам архейского — раннепротерозойского возраста. Однако в последнее время это мнение меняется. И. Д. Батиева и И. В. Бельков (1968) показали, что породы, слагающие Мурманский блок, разновозрастны и неоднородны по своему порисхождению.

Изучение структуры Мурманского блока представляет интерес не только с точки зрения установления первичного субстрата гранитизированных пород и исследования самого процесса гранитизации, но имеет и практическое значение в связи с выявлением структурного контроля проявлений рудной минерализации (Костин, 1971).

При просмотре аэрофотоснимков по территории Мурманского блока оказалось, что геологическая дешифрируемость пород в его пределах неодинакова. Отдельные участки полностью перекрыты рыхлыми отложениями, преимущественно ледниковыми, другие — прекрасно обнажены, но коренные породы столь интенсивно изрезаны разрывными нарушениями, что диагностировать и проследить в них реликтовую структуру первично осадочных пород не представляется возможным. Тем не менее при камеральном дешифрировании было выделено несколько участков, на которых можно было по аэрофотоснимкам предположить наличие реликтов первично осадочных структур. В результате детального геологического картирования одного из них в районе пос. Ура-Губа установлено, что определенная группа линеаментов на аэрофотоснимках соответствует пластообразным телам амфиболитов и переслаивающимся с ними пластам биотитовых, биотит-гранатовых гнейсов и железистых кварцитов. Линеаменты, соответствующие пластам или контактам толщ метаморфических пород, в отличие от линеаментов разрывных нарушений, обычно слегка изогнуты, образуют серии, вырисовывающие определенные складчатые структуры (рис. 51).

В разрезе метаморфических пород описываемого района можно выделить в первом приближении три толщи. Нижняя часть разреза сложена толщей плагиомикроклиновых гранито-гнейсов. Гранито-гнейсы перекрыты толщей, состоящей из перемежающихся пластов биотитовых гнейсов, амфиболитов и железистых кварцитов. Верхняя часть разреза представлена довольно однородной толщей биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов.

На аэрофотоснимках наиболее отчетливо дешифрируются пласты амфиболитов. Среди пластов гнейсов различного состава они образуют положительные формы рельефа — гряды, которые прослеживаются по простиранию на протяжении нескольких километров. На контакте амфиболитов и гнейсов, как правило, наблюдается крутой уступ, в нижней части которого на аэрофотоснимках можно различить заросли березового криволесья, резко выделяющиеся на фоне скудной растительности тундры. Границы между другими разностями пород видны на аэрофотоснимках менее четко и прослеживаются только при полевом дешифрировании. В пределах толщ гнейсов, существенно различающихся по вещественному составу, можно проследить линеаменты, отвечающие общему простиранию пород. На площадях, сложенных гранито-гнейсами, линеаменты пликативных структур выражены очень слабо.

Хорошо видна на аэрофотоснимках сеть разрывных нарушений. Преобладают нарушения северо-восточного простирания. Как установ-

лено при геологическом картировании, часть из них залечена диабазовыми дайками. Наиболее крупным является разлом субмеридионального простирания, по которому смещены пласты амфиболитов, очевидно, на значительное расстояние.

По указанным выше дешифрировочным признакам в пределах рассматриваемого участка выделена на аэрофотоснимках и изучена в процессе полевых работ куполовидная антиклинальная складка, вытянутая в северо-западном направлении. С востока эта структура ограничена крупным нарушением субмеридионального простирания, которое срезает пласты амфиболитов и других пород. На северо-западе описываемая структура перекрыта рыхлыми отложениями долины р. Уры. В центральной части складки обнажается толща плагиомикроклиновых гранито-гнейсов. Крылья описываемой структуры сложены толщей перемежающихся пластов амфиболитов, биотитовых, биотит-гранатовых гнейсов и железистых кварцитов (рис. 52).

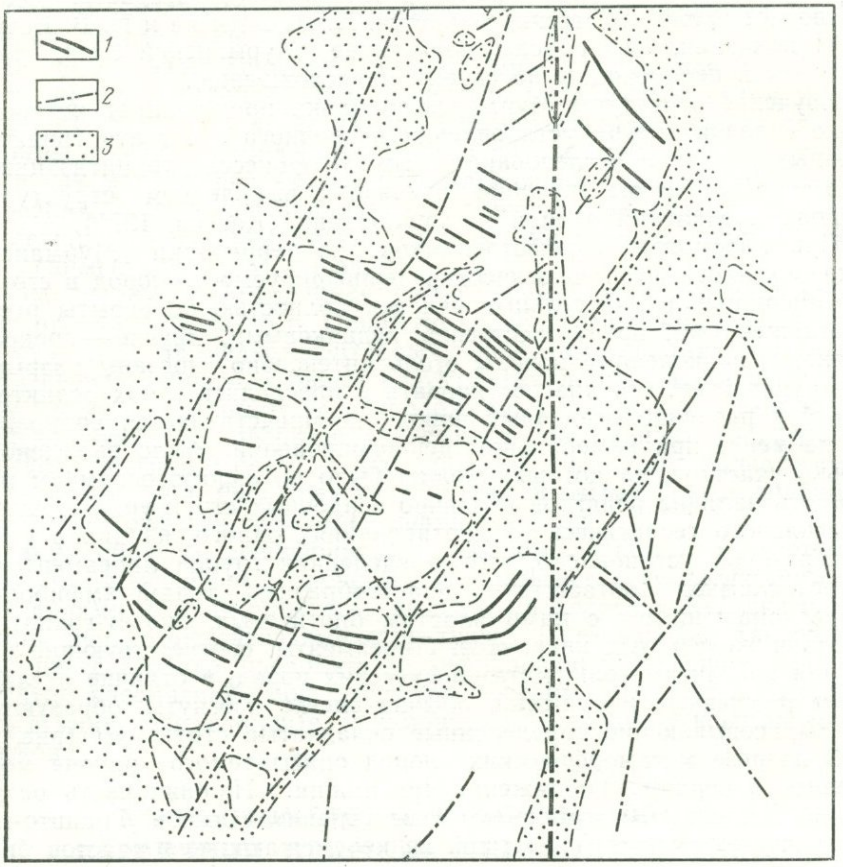


Рис. 51. Структурная схема дешифрирования района пос. Ура-Губа
1 — структурные линии; *2* — тектонические нарушения; *3* — четвертичные отложения

Амфиболиты слагают пласты и пластообразные тела мощностью от первых метров до 500 м, которые прослежены на расстояние до 3 км. Контакты тел большей частью резкие, прямолинейные. Породы среднезернистые, темно-зеленого цвета. Текстуры массивные и полосчатые, обусловленные неравномерным распределением амфибола, различной крупностью зерен и наличием отдельных пропластков кварц-полевошпатового материала мощностью в несколько сантиметров. По минеральному составу выделены следующие разности амфиболитов,

связанные взаимными постепенными переходами: собственно амфиболиты, гранатсодержащие и роговообманковые кристаллические сланцы.

На южном крыле описываемой структуры вдоль контакта гранат-биотитовых гнейсов и гранатсодержащих амфиболитов прослежен на расстоянии 2,5 км пласт железистых кварцитов мощностью менее 1 м.

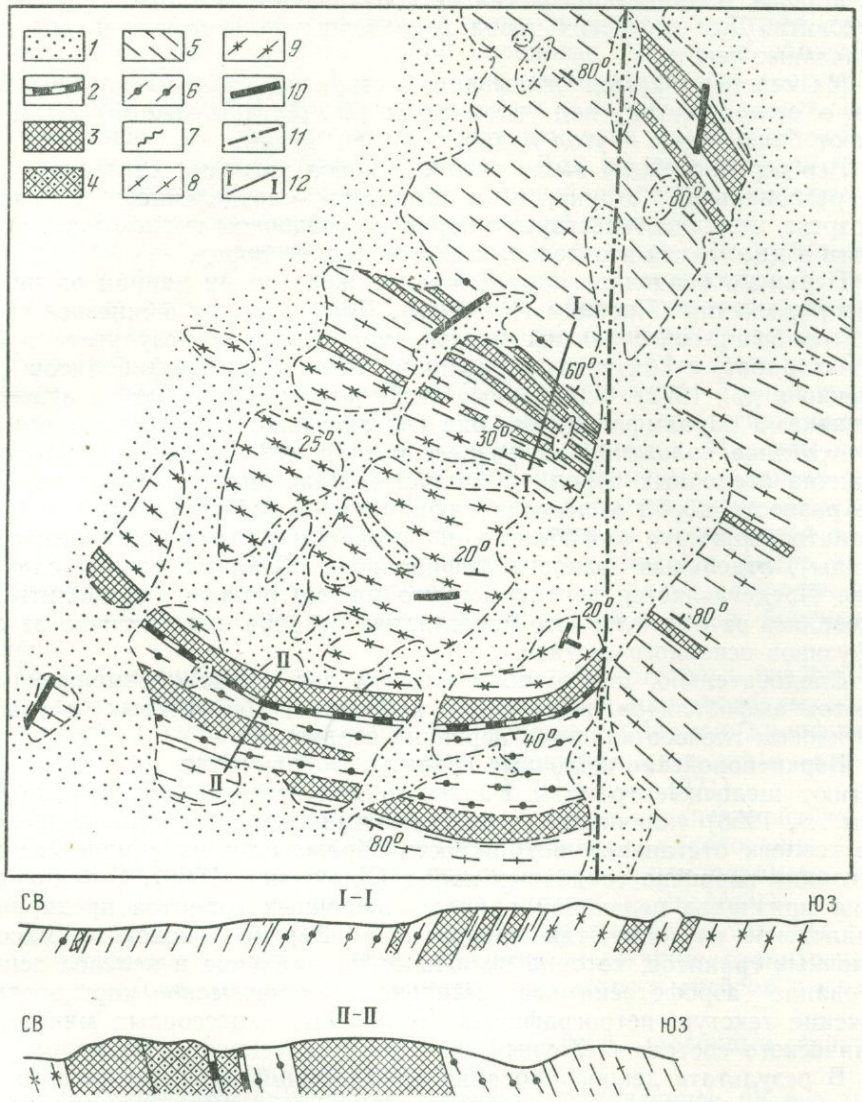


Рис. 52. Схематическая геологическая карта района пос. Ура-Губа

1 — четвертичные отложения; *2* — железистые кварциты; *3* — амфиболиты; *4* — гранатовые амфиболиты; *5* — биотитовые гнейсы; *6* — гранат-биотитовые гнейсы; *7* — хлорит-биотитовые сланцы; *8* — плагиоклазовые гранито-гнейсы; *9* — плагиомикроклиновые гранито-гнейсы; *10* — диабазовые дайки; *11* — тектонические нарушения; *12* — линии разрезов

На линии разреза II—II (рис. 52) отмечен второй пласт железистых кварцитов, залегающий среди гранатсодержащих амфиболитов. Пласты железистых кварцитов залегают согласно с подстилающими и перекрывающими породами, контакты резкие. Для описываемых пород характерна тонкополосчатая текстура, обусловленная чередованием полосок, сложенных в основном магнетитом и диопсидом, местами содержащих гранат и амфибол, и полосок существенно кварцевого состава. На отдельных участках пласт железистых кварцитов смят в мелкие

складки, размах крыльев которых не превышает первых метров. В разрезе северо-восточного крыла антиклинали железистые кварциты не обнаружены, хотя в общем разрезы крыльев этой структуры сходны между собой. Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, слагающие пласты описываемой толщи, представляют собой кварц-плагиоклазовые породы, различающиеся только соотношениями биотита, граната и мусковита. Для всех этих пород характерны полосчатые и плоскопараллельные текстуры.

На северном крыле описываемой структуры пласты пород наклонены к северо-востоку под углом около 60°. Пласты южного крыла залегают более круто — угол падения 70—80° к югу.

Все перечисленные выше разности пород залегают согласно в единой региональной структуре и занимают определенное положение в разрезе, что свидетельствует о первично-осадочном происхождении как толщи в целом, так и отдельных слагающих ее пород.

Первично осадочное происхождение железистых кварцитов не вызывает сомнений (Проблемы..., 1969). Для суждения о генезисе амфиболитов были сопоставлены данные, полученные в результате проведенных работ, с критериями различия пара- и ортоамфиболитов (Сидоренко и др., 1972). Описанные выше породы обладают следующими признаками параамфиболитов: они слагают пласты, которые занимают определенное положение в разрезе и залегают согласно с пластами первично осадочных пород — железистых кварцитов; имеются переходные разности пород к переслаивающимся с амфиболитами гнейсами (гранатсодержащие амфиболиты и роговообманковые кристаллические сланцы), отдельные разности амфиболитов обладают тонкой слоистостью. Представляется вероятным, что рассмотренные амфиболиты образовались за счет глинисто-мергелистых осадков или частично за счет эффузивов основного состава.

Следовательно, можно полагать, что вся толща перемежающихся пластов амфиболитов, железистых кварцитов, биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов является первично осадочной.

Верхнепонойские щелочные граниты. Большинство исследователей считают щелочные граниты Кольского полуострова («Щелочные граниты...», 1958) типичными магматическими породами, однако некоторые геологи отстаивают возможность образования их в процессе гранитизации первично осадочных пород (Харитонов, 1966). С целью изучения признаков первичной природы щелочных гранитов предпринято комплексное изучение так называемого Верхне-Понойского массива щелочных гранитов, которое включало: камеральное и полевое дешифрирование аэрофотоснимков; детальное геологическое картирование; изучение текстур, петрографического состава, акцессорных минералов, химического состава щелочных гранитов и вмещающих их пород.

В результате дешифрирования аэрофотоснимков и детального геологического картирования установлено, что щелочные граниты не образуют единого массива, а слагают пластообразные тела, залегающие согласно с толщами гранат-биотитовых гнейсов, высокоглиноземистых сланцев и слоистых кварцитов в сложных складчатых структурах, сходных со структурами осадочных пород (Сидоренко, Ожогин, 1968). Наблюдаются постепенные переходы от складчатых структур, сложенных целиком щелочными гранитами, к структурам, где последние играют подчиненную роль среди метаморфизованных осадочных пород.

На аэрофотоснимках выделяется два типа рельефа: структурно-денудационный и аккумулятивный (Арманд и др., 1966). На возвышенностях преобладает структурно-денудационный тип рельефа, который отражает структуру древних кристаллических пород. Второй тип рельефа представлен ровной, почти горизонтальной поверхностью аккумулятивной равнины, покрытой болотами с беспорядочно разбросанными

среди них зарастающими озерами. На аэрофотоснимке болота дешифрируются по характерному пятнистому рисунку с расплывчатыми контурами.

В пределах возвышенностей при полевом геологическом дешифрировании удается различить выходы щелочных гранитов, гранат-биотитовых гнейсов, амфиболизированного габбро и диабазов. На участках выходов щелочных гранитов видны серии параллельных гряд, гребни которых часто представляют собой сплошные коренные обнажения. В процессе геологического картирования установлено, что простирание полосчатости щелочных гранитов совпадает с направлением этих гряд. Следовательно, их расположение и ориентировка отражают внутреннюю структуру тел щелочных гранитов. Для щелочных гранитов характерен наиболее светлый фототон, который обусловлен светлым покровом ягеля, просвечивающим сквозь редкий сосновый лес.

Выходы гранат-биотитовых гнейсов, как правило, обнаруживаются в данном районе на склонах возвышенностей, в депрессиях и на отдельных островах среди болот. Коренные обнажения гранат-биотитовых гнейсов очень редки. Участки их выходов покрыты преимущественно смешанным и еловым лесом и выглядят на аэрофотоснимках более темными, чем участки выходов щелочных гранитов. Толщи гранат-биотитовых гнейсов фиксируются депрессиями, протягивающимися параллельно структурным линиям щелочных гранитов. Массивы амфиболизированного габбро выделяются на фоне щелочных гранитов своей однородностью и несогласным залеганием со структурами последних. От щелочных гранитов рассматриваемые породы отличаются также более темным фототоном. На аэрофотоснимке хорошо видна также дайка диабаза, которая прослеживается в виде гряды, расположенной вкрест простирания структур щелочных гранитов и гранат-биотитовых гнейсов.

По-видимому, щелочные граниты и гранат-биотитовые гнейсы слагают единую складчатую структуру. Очевидно, толщи осадочных пород были смяты в складки, прорваны интрузиями габбро, метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и щелочного метасоматоза и пересечены дайкой диабаза (Ожогин, 1971).

При полевых и лабораторных исследованиях верхнепонойских щелочных гранитов выявлены следующие признаки их образования в процессе щелочного метасоматоза по первично осадочным породам:

1) приуроченность к толще гранат-биотитовых гнейсов;

2) наличие зон постепенного перехода от гранат-биотитовых гнейсов к щелочным гранитам через магнетитсодержащие гранитогнейсы (в зоне перехода сохраняются реликты полосчатости гнейсов и ее ориентировка);

3) сходство по рисунку полосчатых текстур щелочных гранитов с параллельной слоистостью осадочных пород;

4) наличие новообразований циркона, указывающее на его метасоматический генезис.

КОРРЕЛЯЦИЯ И РАСЧЛЕНЕНИЕ РИТМИЧНО-СЛОИСТЫХ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ

Стратиграфическое сопоставление ритмично-слоистых метаморфизованных отложений докембрия, из-за невозможности их непосредственного прослеживания по простиранию, сопряжено со значительными трудностями. Новые методические приемы, использованные автором при корреляции разрезов верхнепротерозойских различно метаморфизованных отложений мамско-бодайбинской толщи Северо-Байкальского нагорья, оказались практически целесообразными и эффективными.

Различно метаморфизованные отложения мамско-бодайбинской толщи представлены ритмично повторяющимися в разрезе наборами разнообразных псаммитовых, алевро-псаммитовых, алевролитовых и филлитовидных сланцев, известняков и конгломератов (зеленосланцевая фация регионального метаморфизма), кристаллических сланцев, гнейсов, скарноидов, мраморов и кварцитов (альмандин-амфиболитовая фация регионального метаморфизма). Эта особенность толщи весьма успешно используется при выявлении первично седиментационных закономерностей в наслоении осадков. В результате многочисленных исследований, проведенных с привлечением литолого-петрографических (Семененко, 1948; Завалишин, Львова, 1954; Львова, 1969 и др.) и вероятностно-статистических (Леонтьев, 1971) методов, удалось сопоставить петрографические разновидности седиментогенных пород толщи с их первично осадочными аналогами, т. е. определить конкретное положение каждой из разновидностей в элементарном идеально полном тектоно-фациальном седиментационном ритме, состоящем из двух пятиэлементных гемиритмов (полуритмов) — трансгрессивного и регрессивного. В свою очередь, каждый элемент ритма соответствовал одной из пяти литофаций, каждый подэлемент ритма соответствовал одной из десяти литолого-фациальных разновидностей осадков (табл. 23). Вы-

Таблица 23

Соотношение элементов ритмов с литофациями

Элемент ритма	Литофация осадков	Подэлемент ритма	Литолого-фациальные разновидности осадков	Численные характеристики подэлемента ритма
I	Псефитовая	Ia	Конгломератовые	0,7
		Iв	Гравелитовые	0,7
II	Псаммитовая	IIa	Песчаные	1,4
		IIв	Алевропесчаные	5,6
III	Алевропелитовая	IIIa	Алевритовые и алевропелитовые	8,4
		IIIв	Алевритовые и алевропелитовые с карбонатом	15,4
IV	Карбонатная	IVa	Кальций-магний-алюминиевые	20,3
		IVв	Магний-кальциевые	22,4
V	Тонкопелитовая глиноземистая	Va	Глиноземистые	29,4
		Vв	Высокоглиноземистые	35,0

явленные таким образом первично седиментационные закономерности в строении разреза толщи позволили систематизировать все разновидности гемиритмов по типам, классам и отрядам (Вассоевич, 1948; Леонтьев, 1972), что необходимо для эффективного использования седиментационной ритмичности при корреляции геологических разрезов.

Непосредственная корреляция разрезов ритмично-слоистых различно метаморфизованных отложений мамско-бодайбинской толщи впервые в геологической практике исследований докембрийских осадочно-метаморфических комплексов проведена на основе комбинированного применения методов функционального профилирования (Вистелиус, 1961) и графической коннексии (Вассоевич, 1948; Леонтьев, 1965, 1972).

В основе метода функционального профилирования лежал принцип сглаживания (выравнивания) вероятностных динамических рядов наблюдений, соответствующих литолого-петрографическим колонкам сопоставляемых разрезов и представленных своеобразными последовательностями из конкретных численных значений, зависящих от литоло-

фациального состава конкретных подэлементов ритма в точках наблюдений. Такие точки наблюдений зафиксированы в коррелируемых разрезах через равные интервалы (12,5 м), соответствующие средней мощности подэлемента ритма. При этом численные значения, характеризующие литолого-фациальный состав осадков (подэлемент ритма), должны достаточно четко отражать степень различия между динамикой их переноса и характером отложения в соответствии с особенностями гранулометрии последних и быть кратными 7; условие кратности 7 связано с принятой вычислительной схемой (Уиттекер, Робинсон, 1933; Вистелиус, 1961). Таким образом, сглаженные по 21-членной формуле Спенсера вероятностные динамические ряды наблюдений отражали самую примечательную особенность толщи — ее седиментационную периодичность (ритмичность). В целом метод функционального профилирования от известных геологических методов отличался тем, что вместо обычных литолого-петрографических колонок (разрезов) сопоставлялись соответствующие им кривые сглаживания. Последние, являясь графическим выражением некоторой функции сглаживания с плавным гарантированным ходом конечных разностей третьего порядка, математически описывали сопоставляемые геологические разрезы в зависимости от аргументов: литолого-фациального состава слоев седиментогенных пород (подэлемент ритма) в точках наблюдения и расстояния этих точек от фиксированной подошвы разрезов *. В целом кривые сглаживания, обладая выраженной способностью подчеркивать закономерную составляющую в строении разрезов, обусловленную причинами первично седиментационного происхождения, существенно уменьшали (исключали) влияние случайной компоненты, зафиксированной в продуктах осадконакопления (Вистелиус, 1961).

При корреляции не слишком удаленных геологических разрезов функциональное профилирование по методу сглаживания вполне обеспечивает необходимую надежность стратиграфических сопоставлений. В связи с изменчивостью условий осадконакопления по латерали синхронные отложения могут утрачивать значительную долю своего сходства, поэтому при удалении коррелируемых разрезов на десятки и многие десятки километров общими в них, как правило, остаются лишь те компоненты продуктов осадконакопления, которые связаны с наиболее медленными продолжительными («вековыми») составляющими тектонических колебательных движений, одновременно захватывающих значительные по площади территории (Страхов, 1963а; Хаин, 1964в и др.). Очевидно, что в этом случае «вековые» составляющие седиментационного процесса могут быть выражены плавными волнообразными кривыми. Последние, как показал А. Б. Вистелиус (1961), вполне корректно описываются элементарными тригонометрическими функциями. Фактически искомая функция, апроксимируя функцию сглаживания в конечных разностях, является обычной синусоидной. Ее графическое изображение использовано как средство принципиальной корреляции (по идентичным фазам) геологических разрезов.

Последующее более точное сопоставление разрезов по слоям (подэлемент ритма, элемент ритма) и их естественным закономерным сочетанием — гемиритмам (седиментационная периодичность первого порядка, средняя мощность до 50 м) проводилось методом графической коннексии, основным инструментом которого являлись коннексионные ритмограммы (Вассоевич, 1948; Леонтьев, 1965, 1972).

Оценка надежности стратиграфических сопоставлений осуществлялась методами множественной регрессии и мультивариантного дисперсионного анализа (Лукомский, 1961; Родионов, 1964; Леонтьев, 1968, 1970). Применение этих методов предполагало проверку нулевой

* Имеется в виду любой синхронный стратиграфический уровень.

гипотезы о равенстве средних «составов» (Родионов, 1964) ритмично-слоистых различно метаморфизованных отложений, синхронизированных (в изученных опорных разрезах) методами функционального профилирования и графической коннексии. При этом под средним «составом» подразумевался многомерный вектор, компонентами которого являлись литолого-фациальный состав элемента ритма и подэлемента ритма, характер их сочетаний, их мощности и мощности целых гемиритмов. Результаты оценки достоверности стратиграфических сопоставлений во всех случаях оказались положительными. Все необходимые вычисления осуществлялись по специально разработанным алгоритмам с помощью соответствующих программ на электронно-вычислительной машине БЭСМ-4.

Помимо своего основного назначения, полученные кривые сглаживания и аппроксимирующие их (в виде синусоид) «вековые» составляющие были успешно использованы и для объективного расчленения синхронных отложений мамско-бодайбинской толщи. Согласно корреляционной схеме, наиболее характерные полуволны кривых сглаживания соответствовали осадочным мезоритмам (седиментационная периодичность второго порядка, средняя мощность до 250 м) и рассматривались в качестве стратиграфических эквивалентов пачек и (или) подсвит. Полупериоды «вековой» составляющей осадочного процесса сопоставлялись с подэлементами и (или) элементами осадочных мегаритмов (седиментационная периодичность третьего порядка; средняя мощность в различных подсериях колеблется от 750 до 2200 м) и оценивались как стратиграфические эквиваленты свит. Интервалы разреза толщи в объеме нескольких полупериодов рассматривались как осадочные мегаритмы (седиментационная периодичность четвертого порядка; средняя мощность до нескольких тысяч метров) и сопоставлялись с подсериями.

В соответствии с изложенным, отложения сопряженных крыльев Мамского синклинория, распространенные в среднем течении рек Большой Чуи и Мамы, расчленены: в юго-восточном крыле (разрез № 2) на 40 мезоритмов и 4 элемента мегаритма, в северо-западном крыле (разрез № 1) — соответственно на 26 и 3. Отложения, изученные в разрезе № 3 (междуречье Тахтыги и Чумаркоя), в целом вскрывали более верхние части разреза мамско-бодайбинской толщи (от мезоритма 34 до мезоритма 56) и от уровня кровли мезоритма 40 расчленены соответственно на 16 мезоритмов и 8 элементов мегаритмов.

Таким образом, на основе нового методического подхода скоррелированы ритмично-слоистые различно метаморфизованные отложения, слагающие сопряженные крылья Мамского синклинория в бассейнах среднего течения рек Большой Чуи и Мамы (разрезы 1 и 2), в междуречье Манюкана — Каверги (верхние части разреза № 2) и Тахтыги — Чумаркоя (нижние части разреза № 3). Проведенные сопоставления позволили установить содержание и объемы пачек, подсвит, свит и подсерий патомской серии позднепротерозойского возраста, привести их в соответствие с существующей в районе стратиграфической легендой и оценить взаимоотношения баллаганахской и мамской подсерий как существенно тектонические, а мамской, кадаликанской и бодайбинской подсерий — как нормальные стратиграфические. Общая мощность изученных синхронных отложений составила около 15 000 м. При этом средние мощности свит баллаганахской, кадаликанской и бодайбинской подсерий составляли 750 м, а свит мамской подсерии — 2200 м. Характерно, что на основании анализа первично седиментационных закономерностей в строении разреза толщи существенно карбонатная конкудерская свита включена в состав мамской терригенной подсерии, а не карбонатной кадаликанской. Предполагается также, что прямых аналогов отложений мамской подсерии в соседних структурно-фаци-

альных зонах Бодайбинского внутреннего прогиба (Салоп, 1964) ожидать не следует. В целом результаты стратиграфических сопоставлений, выполненных на новой методической основе, подтверждены результатами корреляции этих же отложений по средним концентрациям тринадцати редких и рассеянных элементов-примесей. Последнее позволило в общих чертах охарактеризовать особенности геохимической обстановки осадконакопления в верхнепротерозойском палеобассейне.

Проведенные исследования показали, что особенности литофациального состава осадков толщи (псефитовых и псаммитовых осадков — 42%, алевритовых и алевропелитовых — 21,8%, карбонатных — 21% и тонкопелитовых глиноземистых — 12,8%), их мощности и закономерный характер парагенезисов позволяют оценить последнюю как первично осадочную толщу, сформировавшуюся в позднепредынверсионный этап геосинклинального развития, а ее стратификацию как стратификацию фациальную (Хворова, 1963; Леонтьев, 1972).

В заключение следует отметить, что новый методический подход при корреляции ритмично-слоистых различно метаморфизованных отложений докембрия Северо-Байкальского нагорья зарекомендовал себя как эффективный и вполне надежный.

ФАКТОРЫ И ОСОБЕННОСТИ ЛИТОГЕНЕЗА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Докембрийский литогенез в своей сущности определялся теми же факторами, которые обусловили возникновение однотипных осадочных пород в посткембрии (Сидоренко, 1967; Сидоренко, Чайка, 1970). Вместе с тем отмечается отсутствие полной тождественности осадкообразования в докембрии и посткембрии (Ронов, 1972). Действительно, на протяжении геологической истории Земли происходит направленный и необратимый процесс развития земной коры. В этой связи представляет самостоятельное значение вопрос относительно роли ведущих факторов и характера литогенеза на наиболее ранних и пока еще мало изученных этапах геологической истории Земли.

Для суждения о первичной природе и условиях образования горных пород в раннем докембрии используются два ведущих принципа: принцип относительной сохраняемости первичных литологических признаков горных пород при их региональном метаморфизме и принцип относительного изохимизма процесса регионального метаморфизма (за исключением воды и летучих). Рассмотрение и обоснование этих положений является самостоятельной задачей, но их правомерность подтверждена всей практикой исследования докембрийских образований. Так, многими исследователями показано, что при метаморфизме различных ступеней сохраняются и могут быть выявлены такие реликтовые признаки их несомненного осадочного происхождения, как ритмично-слоистая и косая текстуры, текстуры ряби, размыва, оползания, обломочные текстуры и структуры — конгломераты, конседиментационные брекчии, катыши и т. п., присутствие окатанных зерен устойчивых минералов россыпей (циркон, монацит, турмалин, рутил и др.), оолитов, сингенетичных конкреций, следов газовых пузырей, трещин усыхания и др. (Методика..., 1957; Батиева, Бельков, 1960; Сидоренко, Лунева, 1958, 1961; Бельков, 1963, 1967; Прияткина, 1961; Горяинов, 1971). То же справедливо и в отношении унаследованности и относительной сохранности текстур и структур при метаморфизме изверженных и смешанных пород — интрузивных, эффузивных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных.

Менее очевиден вопрос об изохимизме процессов регионального метаморфизма. Однако хорошо известно, что в осадочно-метаморфиче-

ских отчетливо стратифицированных комплексах нередко на протяжении многих десятков и сотен километров каждый пласт, пачка, слой и отдельные слойки обладают своими специфическими чертами минерального и химического состава, которые не исчезают, не нивелируются при региональном метаморфизме. Также сохраняются все ведущие особенности химизма изверженных — интрузивных и эффузивных метаморфизованных пород. С этих позиций ниже рассматриваются некоторые особенности пород, наиболее древних из известных на Балтийском щите осадочно-метаморфических комплексов — беломорской и кольской серий архейского возраста.

Кольская и беломорская серии включают в свой состав разнообразные гнейсы, амфиболиты, эндербиты. Следует отметить, что вопросы стратиграфии и корреляции этих серий недостаточно разработаны и являются дискуссионными. В беломорской серии в основании разреза архея выделяются керетьская и хетоламбинская толщи и выше — шуерецкая, кандская, ёнская и другие. Нижняя — керетьская толща сложена преимущественно плагиобиотитовыми гнейсами, мигматизированными плагио- и микроклиновыми гранитами. В подчиненном развитии встречаются маломощные прослои амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Хетоламбинская толща преимущественно сложена амфиболитами, а также амфибол-биотитовыми и амфиболовыми гнейсами. Лоухская (или эквивалентные ей шуерецкая, кандская, ёнская и др.) толща представлена разнообразными гиперглиноземистыми гнейсами, обогащенными гранатом, кианитом, ставролитом, кордиеритом, и амфиболитами. Все породы беломорской серии сильно мигматизированы, что затрудняет выяснение их первичной природы.

В кольской серии, широко распространенной в центральной (осевой) и северо-западной частях Кольского полуострова, также выделяются три толщи: нижняя, аналогичная керетьской; средняя, сходная с хетоламбинской, но отличающаяся присутствием железистых кварцитов, и верхняя, представленная комплексом гиперглиноземистых гнейсов, включающих маломощные прослои железистых кварцитов.

Изучение ряда литологических и геохимических особенностей пород верхних толщ беломорской и кольской серий, относимых по возрасту к позднему архею или к раннему протерозою, не оставляет сомнения в их первично осадочной природе. Повсеместное ритмичное чередование прослоев, обогащенных глиноземистыми минералами, графитом, сульфидами, наличие кварцитов, эпидозитов, присутствие в породах скоплений окатанных зерен циркона, монацита и апатита, — все это свидетельствует об отложении осадков в условиях бассейна с подвижным режимом. Для амфиболсодержащих гнейсов и амфиболитов хетоламбинской толщи и пород средней толщи кольской серии большинством исследователей принимается вулканогенно-осадочный генезис, по аналогии с близкими по характеру вулканогенно-осадочными комплексами нижнего протерозоя, для которых их природа может считаться установленной. Для нас наибольший интерес представили породы керетьской толщи, беломорской серии, и особенно кольской серии, поскольку последние местами слабо мигматизированы или испытали региональный метаморфизм лишь амфиболитовой ступени, что делает их наиболее благоприятными для изучения.

Самые древние из известных на Балтийском щите породы нижних толщ беломорской и кольской серий метаморфизованы и прорваны гранитоидами (гранодиоритами, плагиогранитами), имеющими абсолютный возраст до 3,3—3,5 млрд. лет (Тугаринов, Войткевич, 1970). Эти породы, в совокупности именуемые гнейсами, преимущественно плагиобиотитового состава, отличаются относительной монотонностью качественного и количественного состава (плагиоклаз № 21—30—30—60%; кварц — 15—30%; биотит — 5—15%; другие минералы — акцес-

сорные и привнесенные — в сумме до 15%). Для них обычно характерно чередование более меланократовых и лейкократовых слоев, имеющих иногда линзовидную форму, но они могут быть также неслоисты и содержать ксенолиты пород несколько отличного состава. В отдельных участках, где рассматриваемые породы не испытали разгнейсования, в них сохраняются отчетливые первичные текстуры и структуры изверженных эффузивных и вулканогенных образований.

Общими особенностями химизма плагиобиотитовых немигматизированных гнейсов нижней части кольской серии, по предварительным данным, является пониженное содержание Na и особенно K, умеренное содержание SiO_2, относительная обогащенность Ca, Al и Fe, близкое к кларковым содержание и монотонное распределение малых и рассеянных элементов. По химизму (табл. 24) они аналогичны древнейшим интрузивным гранитоидам — гранодиоритам, кварцевым диоритам, плагиогранитам и их эффузивным лептитовым аналогам дацитового и андезит-дацитового состава, которые представлены среди образований кольской серии кварцевыми порфиритами и долеритами, гранодиорит-порфирами, плагиопорфиритами.

Таблица 24

Химический состав пород керетьской свиты беломорской серии и нижней части кольской серии (в %) *

Окислы	Гранодиориты, плагиограниты		нижней части кольской серии**		Биотитовые гнейсы керетьской (?) свиты	
	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S
SiO_2	69,23	3,22	68,48	3,77	77,12	1,66
Al_2O_3	14,72	1,03	16,00	1,31	15,35	0,80
Fe_2O_3	1,37	0,85	0,91	0,45	1,25	1,00
FeO	2,22	1,50	2,58	1,26	1,10	0,92
MgO	0,99	0,37	1,69	1,00	0,85	0,48
CaO	2,75	0,84	3,00	1,04	2,70	0,83
Na_2O	4,47	0,55	3,69	0,82	4,18	0,76
K_2O	2,58	0,92	2,31	1,15	2,69	1,61

* $\bar{x}$ — среднеарифметическое содержание, S — среднее квадратическое отклонение.
** Данные И. В. Давиденко и С. И. Макиевского (1970).

Выполненное изучение биотитовых гнейсов из нижней части кольской серии не привело к выявлению в них каких-либо реликтовых признаков типичных осадочных текстур и структур. В то же время в них иногда сохраняются реликтовые текстуры и структуры изверженных — вулканических и вулканогенно-осадочных пород — туффитов и туфобрекчий. Акцессорные минералы — циркон, игольчатый апатит, сфен, ортит — обычно по своим типоморфным особенностям аналогичные соответствующим минералам гранодиоритов — плагиогранитов.

Следовательно, особенности химизма, петрографический состав, текстурные и структурные признаки заметно отличают гнейсы нижних толщ беломорской и кольской серий Балтийского щита от гнейсов вышележащих толщ этих серий. И те и другие находятся в совершенно одинаковых геологических условиях, но гнейсы верхних толщ отличаются присутствием разнообразных признаков, определяющих их первичную осадочную природу, в то время как гнейсы керетьской свиты и нижней толщи кольской серии, по-видимому, имеют вулканогенную и вулканогенно-осадочную природу. При этом они по особенностям своего химизма коррелируются с гранитоидами первичнокоровой гранодиорит-плагиогранитной формации. Следует отметить в общем отно-

сительно ограниченное распространение рассматриваемых древнейших докембрийских образований на территории Балтийского щита, где гораздо большее значение принадлежит комплексам нижнего и среднего протерозоя. Собственно архейские породы сохранились локально, лишь в отдельных наиболее стабильных фрагментах земной коры. Нижнеархейские гнейсы и первичнокоровые гранодиориты — плагиограниты местами сохранились и на других кристаллических щитах — Украинском, Индостанском, Канадском, в Гренландии, в Австралии и т. д. По-видимому, это обстоятельство не случайно и связано с некоторыми общими закономерностями геологического развития Земли.

Рассмотрение сопряженных процессов эволюции земной коры, магматизма и гипергенеза начиная с раннего архея приводит к объективному выводу о наличии в геологическом развитии Земли трех крупных и качественно отличных этапов.

Первый из них — азойский (или протогей) — определил возникновение и первичную дифференциацию верхней оболочки Земли, по-видимому, путем реализации механизма «зонной плавки», по А. П. Виноградову (1962), и образование примитивной маломощной и слабо дифференцированной земной коры.

Второй — преимущественно нижне- и среднепротерозойский (или мезогей) — обусловил формирование развитой земной коры, всех ее главных геотектонических элементов и типов плутонической деятельности, в том числе глобально проявленных процессов регионального метаморфизма осадочных образований и ультраметаморфизма.

Третий — верхнепротерозойский и посткембрийский (или неогей) — этап перестройки крупных участков земной коры, формирования современных океанических впадин, возрастания роли неметаморфизованного (или слабометаморфизованного) глубоко дифференцированного осадочного чехла, отчетливой цикличности геосинклинального тектогенеза.

На этапе, имеющем ориентировочные возрастные границы 4,5—3,0 млрд. лет (к собственно геологическому периоду относится промежуток 3,5—3,0 млрд. лет), в результате главным образом гравитационного сжатия и повышенной генерации радиогенного тепла происходили разогрев, частичное расплавление, дифференциация и дегазация глубинных частей планеты, обусловившие формирование маломощной первичной базальтовой коры и первичной атмосферы (Виноградов, 1962). В это время за счет дифференциации вещества Земли на поверхности базальтовой коры возникла тонкая кислая сиалическая оболочка и наметились различия в строении и развитии отдельных участков или блоков палеокоры. На одних из них, изначально отличавшихся повышенной мобильностью, формировались, главным образом, офиолитовые, в меньшей мере андезитовые комплексы. Метаморфизованные впоследствии они представлены эндербитами — чарнокитами, пироксеновыми, амфиболовыми и биотитовыми плагиогнейсами и т. п. Одновременно формировались участки или блоки палеокоры, приобретшие в завершающие стадии архейского тектогенеза относительную стабильность. Они слагались преимущественно изверженными и вулканогенно-осадочными комплексами среднего и кислого состава — андезито-дацитами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами и их переотложенными вулканогенно-осадочными эквивалентами, впоследствии метаморфизованными в разнообразные гнейсы.

В архее подобные гранитоидные комплексы обычно образуют системы обширных пологих изометричных или удлиненных куполов (Павловский, Марков, 1963). В межкупольных понижениях размещаются древнейшие нижнеархейские суперкрустальные породы, которые изначально были представлены эффузивами, туфами, туффитами и механокластическим слабо дифференцированным материалом. Среди первично осадочных отложений протогея отсутствуют такие образования, как

глинистые и кремнистые породы, хемогенные осадки и эвапориты; неизвестны в породах нижнего архея и такие первичные литологические признаки, как, например, ритмичная и косая слоистость, знаки ряби, конгломераты, столь характерные для пород протерозоя, которые указывали бы на их образование при участии жидкофазной воды. По-видимому, температурный режим молодой земной коры в протогее исключал возможность конденсации водяных паров палеоатмосферы, присутствие жидкой воды на земной поверхности и, следовательно, ее участие в геологических процессах. Высокая температура коры определяла также крайнюю «сухость» изверженного и вулканогенно-осадочного материала, что, в свою очередь, предопределило слабое развитие в архее процессов регионального метаморфизма низких и средних ступеней, для нормального протекания которых требовалось повышенное содержание воды.

К числу главных факторов, обусловивших характерные особенности нижнеархейских геологических образований, мы относим малую мощность, слабую дифференцированность одноярусной сиалической коры и ее повышенную температуру. Взаимодействием этих факторов объясняется малая контрастность тектонических движений в архее, отсутствие линеарных и широкое развитие брахиформных тектонических структур, ограниченность роли метаморфической дифференциации и ультраметаморфизма, неглубокое заложение очагов магмообразования. Очевидно, что подобная геологическая и физико-химическая обстановка не способствовала формированию ряда существенно дифференцированных магматических и вулканогенно-осадочных горных пород с концентрацией в них рудогенных элементов. Вулканогенно-осадочные образования протогея удивительно монотонны на огромных площадях. В мобильных зонах они представлены породами базальто-андезитового состава (офиолитовая формация), превращенными обычно в результате высокотемпературного метаморфизма в сухие кристаллосланцы типа эндербитов. На стабильных участках палеокоры преобладают магматиты среднего состава — кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты.

Постепенное возрастание мощности сиалической коры и ее прогрессирующее охлаждение обусловили на рубеже протогея и мезозоя, по-видимому в верхнем архее, возникновение гидросферы и переход к качественно новому этапу геологического развития Земли. При достижении достаточной мощности и прочности сиалической коры дальнейшая дифференциация подкорового материала происходила в условиях повышенных давлений, температур и концентрации летучих, которые не могли с легкостью проникать через гранитизированные и консолидированные сиалические толщи. Менее разогретая и более мощная и консолидированная кора на тектонические напряжения реагировала не только путем пластичных, но и жестких разрывных деформаций. В этой связи усилилась контрастность тектонических движений, возросло многообразие форм их проявления, что привело к различиям в строении и дальнейшем геотектоническом развитии отдельных блоков и участков. Возникшая молодая гидросфера явилась новым мощным фактором гипергенеза, химической и механической дифференциации осадков и их транспортировки в подвижные зоны погружений — протогеосинклиналей, трогов, шовных прогибов и т. п. По сравнению с протогеем во внутрикоровых плутонических процессах существенно возросла роль воды, в связи с возможностью ее накопления в глубинных зонах и за счет погружения на глубину насыщенных водой осадков.

Таким образом, на рубеже нижнего протерозоя нуклеарный геотектонический режим протогея сменился новым протогеосинклинальным режимом. При этом в унаследованных подвижных зонах протогеосин-

клиналей продолжалось накопление мощных, нередко чередующихся толщ как изверженного, так и дифференцированного осадочного материала.

В нижнем протерозое впервые появляется также новый и широко распространенный тип подвижных линейных поясов — шовные прогибы, троговые опускания, палеоавлакогены и т. п. — по границам консолидированных гранитоидных и гранито-гнейсовых блоков архея, послуживших ядрами будущих кратонов. В таких подвижных поясах также накапливался как изверженный материал основного и кислого состава, так и осадочный материал, представленный глубоко дифференцированными терригенными и хемогенными осадками — глинистыми, кремнистыми, кремнисто-железистыми, кремнисто-глиноземистыми, карбонатными.

Следовательно, нижнепротерозойский этап развития земной коры в целом ознаменовался возрастанием ее мощности, усложнением строения и дальнейшей геотектонической дифференциацией, с возникновением протогеосинклиналей (подвижных зон с незавершенным циклом развития), ядер кратонов и переходных тектонических структур — квазикратонов, по Ю. А. Кузнецову (1972). Усиление контрастности и размаха тектонических движений, возникновение гидросферы, развитие мощных гипергенных процессов и осадочной дифференциации способствовали накоплению в нижнепротерозойских подвижных поясах наряду с основными и кислыми вулканитами мощных толщ высокодифференцированных осадков — глинистых, кремнистых, железистых, глиноземистых, карбонатных. Нижнепротерозойский тектогенез сопровождался глобальным проявлением метаморфизма (различных ступеней) архейских и нижнепротерозойских образований, а также ультраметаморфизмом, обусловившим появление формаций мигматит- и анатектит-гранитов (с субформациями мигматит-чарнокитов, гранат-кордиеритовых мигматит-гранитов и др.), которым принадлежит доминирующая роль в проявлениях кислого магматизма нижнего протерозоя. В нижнем протерозое впервые получают повсеместное и широкое развитие калишпатовые гранитоиды благодаря существенному перераспределению калия в гранитной коре — его выносу из глубинных зон и привносу в верхние ярусы в результате глобально проявленных процессов ультраметаморфизма. В дальнейшем региональный метаморфизм и ультраметаморфизм всегда проявлялись локально, а коровый кислый магматизм развивался на субстрате, существенно обогащенном калием по сравнению с археем и нижним протерозоем.

Завершение нижнепротерозойского тектогенеза привело к стабилизации нижнепротерозойских подвижных поясов. В их пределах сиалическая кора приобрела двухъярусное строение, частично затушеванное палингенно-анатектической переработкой пород архейского фундамента.

Среднепротерозойский субплатформенный геотектонический этап отличается от протогеосинклинального этапа сокращением площадей развития подвижных зон прогибов различных типов, завершением становления кратонов, формированием наиболее ранних платформ и переходом к геологическому режиму неогея.

Таким образом, на ранних стадиях геологической эволюции Земли ведущая роль в формировании земной коры принадлежала эндогенным процессам, связанным с расслоением вещества Земли и образованием ее внешних оболочек. На рубеже верхнего архея — нижнего протерозоя, по-видимому, в связи с формированием гидросферы, резко возросла роль экзогенных процессов и в дальнейшем развитии земной коры они преобладали.

ОСНОВЫ ПОНИМАНИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ, РОЛИ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ

Несомненно, что в нашем знании литологии осадочных и метаморфических образований докембрийского возраста за последние годы достигнут большой прогресс. Относительно «осадочной геологии докембрия», предлагаемой в настоящее время в качестве самостоятельного научного направления, складывается впечатление, что такое направление, по существу, отвечает содержанию «литологии докембрия». В самом деле, цели и задачи «осадочной геологии докембрия» вполне могут быть отнесены к числу основных задач и цели той ветви геологии и литологии, которая уже хорошо известна под названием «литологии докембрия».

Кроме того, не следует забывать, что в составе докембрийских образований широко развиты и породы магматические, как интрузивные, так и эффузивные, причем есть все основания считать, что их роль в сложении земной коры в докембрии была более значительной, чем в фанерозойском отрезке геологической истории. Следовательно, проблемы их изучения и связанной с ними рудогении именно на докембрийском этапе истории имеют также очень важное значение. Наряду с этим широкое развитие в докембрии метаморфических горных пород, в том числе глубоко метаморфизованных, давно уже поставило перед геологией специальную задачу изучения этих пород и восстановления процессов их формирования. Поэтому, следовало бы в общей проблеме геологии докембрия выделять, кроме «осадочной геологии» и «магматическую геологию», и «метаморфическую геологию». Едва ли это целесообразно. Гораздо правильнее считать, что в общей проблеме геологии докембрия есть разные аспекты, в том числе литологический, петрологический, особая проблема метаморфизма и много других. За понятием «геология докембрия» лучше оставить содержание собирательное, считать ее наукой синтетической, обобщающей в том числе и литологию докембрия. Если же решение всех общих вопросов предоставить специалистам в области «осадочной геологии докембрия», т. е. литологам, то это может привести к односторонности, крайне нежелательной в любой научной отрасли.

Говоря о роли живого вещества в формировании докембрийской земной коры, можно наметить решение вопроса, которое предполагает, что «...главными процессами, формирующими земную кору на всем протяжении геологического развития Земли, были процессы осадкообразования,... а главными факторами, определяющими эволюцию минерального состава земной коры, было живое вещество, органическая жизнь» (Сидоренко, 1973). Для обоснования этих положений приводятся различные доказательства, причем в качестве основного используется изотопный состав углерода из графитового и иного углеродистого вещества в докембрийских породах, в том числе и в древнейших. В частности, указывается, что содержание тяжелого углерода $\delta C_{ср}^{13}$ в количестве — 2,8% говорит об его органогенной природе (Борщевский, Сидоренко, 1973). С подобными утверждениями едва ли можно согласиться. В самом деле, выявление изотопии углерода, а особенно его генетическая интерпретация представляют собой сложную задачу, в которой в настоящее время еще только намечаются возможности генетических выводов (Виноградов и др., 1967; Галимов, 1968). Для примера можно указать, что в лунных породах содержание δC^{13} составляет — 1,8÷—3,0, т. е. величину как раз такую, какая в отношении земного углерода считается показательной для его органической природы (Мэйсон, Мелсон, 1973). Таким образом, необоснованность подобных заключений выявляется достаточно ясно. Нужно заметить, что

в настоящее время достоверного объективного метода для различения в метаморфических породах органического и неорганического углерода нет. Следовательно, необходима чрезвычайная осторожность в выводах о роли жизни в осадочном процессе на ранних этапах докембрийской истории Земли и о роли осадкообразования в формировании земной коры в докембрии.

В вопросе о палеогеографических реконструкциях для докембрийских этапов геологической истории необходима также чрезвычайная осторожность, о которой исследователи подчас забывают. Остановлюсь только на двух примерах. Можно не сомневаться в том, что водорослевые образования имеют важное значение для многих карбонатных пород протерозоя. Несомненно также, что водоросли, для жизнедеятельности которых необходим свет, могли и в докембрии жить только в мелководных условиях, т. е. там, куда в толщу воды солнечный свет проникает в достаточном количестве. Естественно также, что литологически карбонатные породы, так или иначе связанные с деятельностью водорослей, весьма разнообразны. Здесь могут встречаться и биогермные образования, в которых породообразующие организмы захоронены в прижизненном положении, и тафрогермные скопления органических остатков, перемещенные после отмирания организмов; возможно присутствие и детритовых пород, состоящих из скоплений обломков скелетных частей организмов разного размера и разной степени сохранности и т. д. Могут присутствовать также и продукты хемогенные, образовавшиеся путем выпадения из раствора, минуя прохождение через ткани живого вещества, и продукты обломочного, терригенного происхождения. Но все это еще не дает достаточных оснований для выделения в конкретных регионах распространения подобных толщ пород дробных батиметрических зон, как это иногда делается (Забродин, 1973). В самом деле, точная батиметрическая зональность современной литоральной области хорошо изучена, в том числе и по распределению организмов и по их сохранности. Но даже для молодых — уже для неогеновых и палеогеновых отложений — восстановление такой зональности встречает значительные трудности; тем большая осторожность необходима для палеогеографических реконструкций зон литорали (и вообще морского мелководья) в древних, докембрийских отложениях. Выполненные без необходимых обоснований такие реконструкции могут неправильно ориентировать и практические работы, например, поиски древних россыпей.

Учение о климатических типах литогенеза является, как хорошо известно, крупной заслугой Н. М. Страхова. Но эти типы выделены им для отрезка геологического времени начиная с девонского периода, для более ранних этапов истории возможность распространения установленных закономерностей была бы недостаточно обоснованной. Поэтому вызывает очень большое сомнение выделение таких типов для архейской эры и даже для предархейского времени (Миловский, 1973). Палеогеографические построения для докембрия вообще, а особенно для глубокого докембрия должны осуществляться с исключительной осмотрительностью.

Наконец, последнее — о классификации и номенклатуре метаморфических, предположительно первично осадочных пород. Здесь, прежде всего, следует обратить внимание на то, что породы — это единственно объективная и вполне реальная основа, которой мы располагаем при познании геологического прошлого. Поэтому с ними нужно обращаться особенно бережно. При разработке классификации и номенклатуры пород нужно очень осмотрительно использовать черты их первичного осадочного происхождения. Только в том случае, если черты этого генезиса запечатлены во вполне объективных признаках, которые поддаются однозначному определению, и эти определения вос-

производимы, сравнимы и могут быть оценены с количественной точки зрения, — только при этом они могут быть отражены в названии породы. Такую породу, например, как гнейс, так и следует называть и классифицировать как глубокометаморфизованную породу, хотя бы исследователь и предполагал, что первоначально это был конгломерат, если это последнее нельзя доказать вполне объективными признаками.

В заключение выражу надежду, что если изложенные выше пожелания будут приняты во внимание при дальнейших исследованиях, то это поможет как более успешному решению общих вопросов литологии докембрия, так и разработке частных ее задач.

О СООТНОШЕНИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ И ПАЛЕОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ В ИЗУЧЕНИИ ДОКЕМБРИЯ

Представляется необходимым заострить внимание на роли палеогеологических реконструкций, особенно в существенно метаморфических образованиях докембрия. Значительная часть раннедокембрийских образований представлена гнейсами, гранулитами и другими метаморфическими горными породами, сформировавшимися в результате эндогенных, а не экзогенных процессов. Поэтому, «снимая» метаморфизм с гнейсов и гомологичных им горных пород, мы осуществляем тем самым палеогеологические реконструкции, т. е. устанавливаем тип и характер исходных горных пород, геологическое строение соответствующего участка земной коры до его метаморфизма, т. е. его палеогеологию.

В классическом варианте палеогеология позволяет реконструировать геологическое строение определенной части земной коры к моменту ее захоронения более молодыми отложениями. Процесс седиментогенного или вулканогенно-осадочного захоронения в целом является механическим и, следовательно, реконструкции осуществляются путем геометрических построений. В этой связи определяющими критериями классических палеогеологических реконструкций являются стратиграфические, а точнее — плоскостные несогласия.

Палеогеологические реконструкции в метаморфических образованиях требуют расшифровки не столько плоскостных несогласий, сколько объемных, так как при метаморфизме изменяется исходное геологическое тело в целом. Хорошим примером палеогеологических реконструкций в раннедокембрийских метаморфических образованиях может служить формационный анализ иенгрской серии Алданского щита. Формационными эквивалентами этой серии являются сланцево-кварцитовая и известняк-сланцево-диабазовая формации. Занимая единое пространство, геологические и палеогеологические подразделения разобщены только во времени. Причем разрыв их во времени образования достигает сотен миллионов лет и, что самое главное, характеризует минимум одну геологическую обстановку, отличную как от обстановки, имевшей место во время формирования исходных образований, так и — во время образования непосредственно наблюдаемых метаморфических комплексов.

Осуществление палеогеологических реконструкций в раннедокембрийских метаморфических комплексах опирается, прежде всего, на непременное различие геологических границ и палеогеологических контуров. Геологические границы — это реальные непосредственно наблюдаемые геологические тела, а палеогеологические границы — это следы, реликты ранее существовавших тел, т. е. их контуры или «отпечатки».

Вполне естественно, что палеогеологические реконструкции в глубокометаморфизованных докембрийских образованиях не подменяют палеогеографических реконструкций, но являются непременным этапом в расшифровке литологии и геологии докембрия и должны составлять обязательный раздел в изучении докембрийских образований.

ВОПРОСЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПЕРВИЧНОГО СОСТАВА ТЕРРИГЕННЫХ И ТЕРРИГЕННО-ХЕМОГЕННЫХ ПОРОД ВЫСОКОЙ СТЕПЕНИ МЕТАМОРФИЗМА

Серия терригенных и терригенно-хемогенных пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, имеет широкое распространение в пределах Балтийского щита и выделяется под названием гранулитового комплекса.

При восстановлении первичной природы пород использовался комплекс методов. Общегеологические методы, в частности изучение стратификации, позволили установить, что кристаллические сланцы, амфиболиты и гранулиты залегают в виде пластов, прослеживающихся на большие расстояния и при этом сохраняющих четко выраженные поверхности напластования, выдержанное падение, постоянную мощность, значительно меньшую, чем протяженность пласта. Слоистый характер залегания подчеркивается хорошо выраженной пластовой отдельностью (рис. 53).

Послойное описание пород и прослеживание отдельных горизонтов или пачек пород по простиранию позволило составить стратиграфические разрезы, сопоставить их, составить схематические геологические профили и карты отдельных участков (Козлов, Федкова, 1970). В результате изучения стратиграфической последовательности пород гранулитовый комплекс Кольского полуострова расчленен на четыре толщи: гнейсово-амфиболитовую, существенно плагиоклазовых кристаллических сланцев, двупироксеновых кристаллических сланцев и гранулитов (Сидоренко, Лунева, Немова, 1971). Изучение стратиграфических взаимоотношений пород гранулитового комплекса с подстилающими толщами выявило его повсеместное залегание на гнейсах беломорской серии.

Ясно выраженная стратификация толщ амфиболитов, кристаллических сланцев и гранулитов дает возможность использовать аэрофотометоды для выяснения условий их залегания, для расшифровки тектонических структур. Проведенное дешифрирование аэрофотоматериалов показало, что кристаллические сланцы и гранулиты образуют на снимках рисунок, характерный для слоистых осадочных пород. Выделенные в разрезе толщи существенно плагиоклазовых кристаллических сланцев и двупироксеновых кристаллосланцев на снимках имеют разный цвет и различный рисунок структурных линий. Внутри толщ дешифрируются простирания отдельных пластов.

При восстановлении первичной природы терригенных и терригенно-хемогенных пород высокой степени метаморфизма были использованы литологические методы, в частности, изучение текстурных и структурных особенностей пород. Помимо общей стратификации почти все разновидности кристаллических сланцев и гранулитов сохраняют реликтовую параллельную и косую слоистость.

Согласно представлениям П. Ниггли (Грубенман, Ниггли, 1933), А. Харкера (Харкер, 1934) и П. Эскола (Barth, et al, 1939), региональный метаморфизм можно рассматривать как стремление горных пород к изохимическому изменению.

Естественно, что при литологическом изучении высокометаморфизованных пород встречаются значительные трудности. Известно, что

в условиях гранулитовой фации прогрессивного регионального метаморфизма большую роль играет ориентированное давление (стресс), которое часто определяет резко полосчатую линейную текстуру метаморфических пород (Харкер, 1934; Тернер, 1951). Несомненно, что результатом такого давления при метаморфизме явились пластинчатые формы гиперстенов в кристаллических сланцах (Прияткина, 1971) и лентовидные выделения кварца в гранулитах. В связи с этим описываемая ниже горизонтальная полосчатость пород представляется истинной реликтовой слоистостью седиментационного происхождения.

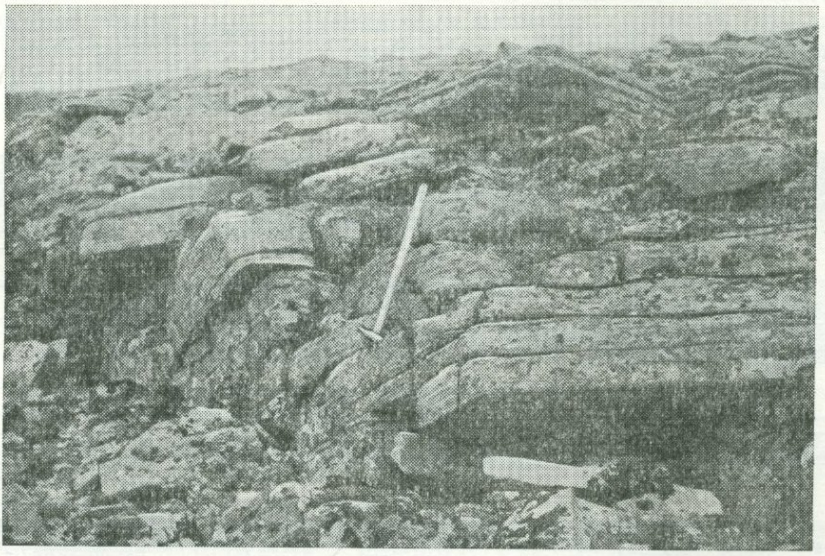


Рис. 53. Пластовая отдельность в кристаллических сланцах. Хр. Сальные Тундры

Значительные трудности встречаются при выделении и описании реликтовой косой слоистости. Каждая выделенная нами в стратиграфическом разрезе толща характеризуется определенными типами слоистости. Для гнейсово-амфиболитовой толщи характерны ритмичное строение, четкая тонкая горизонтальная слоистость пород, часто ритмичная и косая слоистость потокового типа. В ряде мест наблюдаются маломощные линзовидные пласты полимиктовых конгломератов.

В плагиоклазовых кристаллических сланцах также сохраняется первичная слоистость. Она обусловлена, прежде всего, наличием пластов и прослоев существенно меланократового состава среди преобладающих по мощности лейкократовых разновидностей. Горизонтальная слоистость пород четко выражена чередованием слоев и слойков с различным содержанием породообразующих и акцессорных минералов. В пределах лейкократовых слоев тончайшая слоистость подчеркивается цепочкообразным расположением зерен граната.

Кроме горизонтальной слоистости, в плагиосланцах наблюдается реликтовая косая слоистость различных морфологических типов. Например, в разрезе через 30-метровую пачку плагиосланцев, в которой отдельные пласты различаются по составу и зернистости, присутствуют шесть пластов, характеризующихся различными типами косой слоистости. Это разнонаправленная или перекрестная слоистость, диагональная однонаправленная, линзовидная (рис. 54). Характерной особенностью толщи плагиосланцев является наличие в ней пластов и пачек пород, содержащих графит.

Горизонтальная слоистость пироксеновых кристаллических сланцев обусловлена различной зернистостью и неодинаковым составом пород в пластах, слоях и слойках. В отличие от плагиосланцев она выражена не резко. В толще пироксеновых кристаллосланцев встречаются пласты с косой слоистостью потокового типа (Федкова, 1966).

В породах верхней толщи гранулитового комплекса наблюдается многообразие реликтовых слоистых текстур, обусловленных чередованием разных по составу, зернистости и структуре слоев. Характерным для пород этой толщи является наличие зернистого (обломочного)

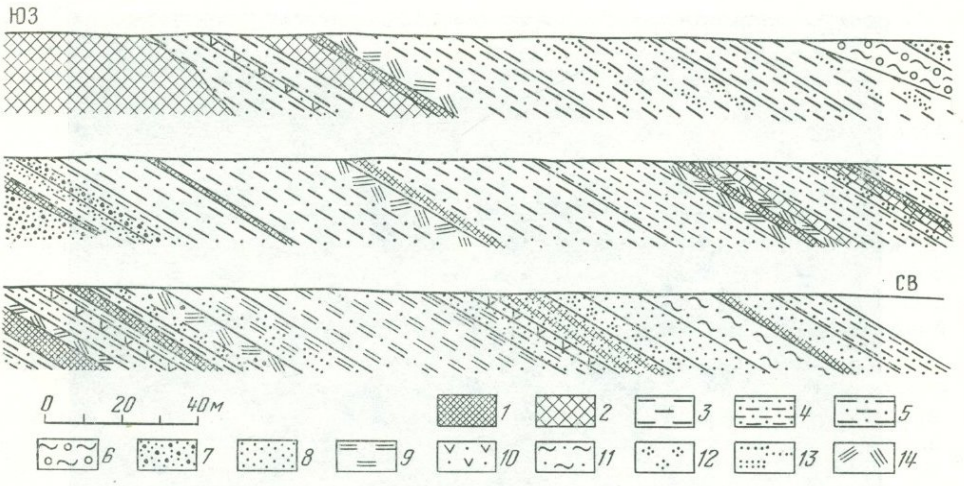


Рис. 54. Стратиграфический разрез кристаллических сланцев. Хр. Сальные Тундры

1 — гранат-пироксеновые; *2* — плагиоклаз-пироксеновые; *3* — кварц-гранат-плагиоклазовые с прослоями пироксенитов; *4* — гранат-пироксен-плагиоклазовые мелкозернистые; *5* — гранат-пироксен-плагиоклазовые среднезернистые; *6* — кварц-пироксен-гранат-плагиоклазовые неравномернозернистые; *7* — гранат-плагиоклазовые неравномернозернистые; *8* — гранат-плагиоклазовые мелкозернистые; *9* — гранат-пироксен-плагиоклазовые с ленточным кварцем; *10* — гранат-кварц-плагиоклазовые; *11* — гранат-пироксен-плагиоклазовые плойчатые; *12* — пироксен-плагиоклаз-гранатовые порфиробластические; *13* — мономинеральные гранатовые прослои; *14* — косая слоистость

кварца, существующего наряду с лентовидными выделениями кремнезема метаморфогенного происхождения. Кварцполевошпатовые гранулиты содержат маломощные кварцитовидные прослои, насыщенные чешуями графита. В биотитовых гранулитах с силлиманитом и гранатом реликтовая слоистость выражается в повышенной концентрации отдельных минералов (часто силлиманита и рутила), располагающихся в виде слойков, согласных с общим напластованием пород.

Косая слоистость в гранулитах представлена двумя морфологическими типами: потоковой с косыми слойками, плавно выполаживающимися у основания серии и веерообразно расходящимися к ее кровле, и перекрестной мелкой (мощность серии 1—3 см) разнонаправленной.

Еще одна группа методов, необходимых для восстановления первичной природы терригенных пород высокой степени метаморфизма,— это изучение их вещественного состава.

Полный минеральный состав пород гранулитового комплекса достаточно разнообразен; в них насчитывается 12 главных породообразующих и 18 второстепенных и акцессорных минералов (Горощенко, 1968, 1971). По минеральным парагенезисам пироксеновые сланцы и гранулиты соответствуют метаморфическим образованиям гранулитовой фации (Eskola, 1952). Гранулиты в основном сложены плагиоклазом (олигоклаз-андезином), ортоклаз-микроклином, кварцем, гранатом (пироп-альмандином), силлиманитом, биотитом, в них присутствует дистен, муллит, кордиерит, графит. Кордиерит встречается иногда

в значительных количествах. В некоторых районах графит в гранулитах приобретает значение породообразующего минерала. В акцессорных количествах в гранулитах развиты циркон, монацит, рутил, ильменит, апатит, шпинель. Пироксеновые кристаллические сланцы состоят из плагиоклаза (андезин-битовнита), гиперстена, салита (реже диопсида). Иногда присутствуют скаполит, биотит, роговая обманка, кварц. Акцессории: циркон, ильменит, апатит.

Проведенные по методике О. М. Розена (1970) литохимические пересчеты валового химического состава различных пород гранулитового комплекса на нормативный минеральный состав исходных осадков показали, что гранулиты и кристаллические сланцы сопоставимы с песчано-глинистыми, глинистыми и глинисто-карбонатными образованиями (табл. 25). Осадочные аналоги скаполитсодержащих кристаллических сланцев, кроме карбонатов, по всей видимости, могли содержать и некоторое количество солей (Сердюченко, 1972).

Таблица 25

Вероятный компонентный состав осадочных отложений для метаморфических пород гранулитового комплекса (вес. %)

Породы	Компоненты осадочной породы					
	Глинистые минералы**	Кремнезем	Полевые шпаты	Карбонаты**	Углерод	Циркон, рутил, окислы железа
Верхняя толща						
Гранулиты	9,5—74,5	13,5—69,5*	12,0—19,5	—	0—0,5	До 1,0
Пироксеновые кристаллические сланцы:						
кварцсодержащие	53,5—74,5	10,0—15,0*	9,5—20,0	До 10,0	—	0,5—1,5
бескварцевые	64,0—79,5	9,5—15,0	—	До 19,0	—	1,0—2,0
Средняя толща						
Пироксеновые кристаллические сланцы:						
кварцсодержащие	48,0—73,5	8,5—20,0*	Менее 10,0	12,5—20,0	—	0,5—2,0
бескварцевые со скаполитом	55,5—71,0	9,5—12,0	—	18,5—31,5	—	1,0
Гранулиты	17,5—75,0	20,0—70,5*	4,5—10,0	—	0—1,0	До 1,0
Нижняя толща						
Существенно плагиоклазовые кристаллические сланцы со скаполитом и диопсидом	65,0—69,5	2,5—4,0	—	27,5—30,0	—	До 1,0

* Вероятно, в виде обломочного кварца.
** С поправкой на средние содержания воды в глинистых минералах и CO_2 в карбонатах.

Вариационная диаграмма, построенная по результатам послойного полуколичественного спектрального анализа кристаллических плагиосланцев, показала различное, меняющееся от слоя к слою, содержание малых элементов, что характерно для первично осадочных образований. Неодинаковые содержания титана, никеля, меди, циркония, скандия и иттрия в разных по составу породах, их ритмичное распределение, отражают ритмичность строения разреза гранулитового комплекса и ритмичность процесса осадконакопления.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы относительно первичной природы пород гранулитового комплекса. Чет-

кая стратификация, выраженная в пластовом залегании, свидетельствует о первично осадочном происхождении описываемых пород. Наличие реликтовой слоистости, горизонтальной и косой говорит об образовании амфиболитов, кристаллических сланцев и гранулитов в водной среде. Изучение вещественного состава позволяет судить об обстановке осадкообразования той или иной разновидности породы или толщи в целом. Гнейсово-амфиболитовая толща представляла собой песчаные и песчано-карбонатно-глинистые, богатые железом, осадки прибрежных частей водного бассейна. Толща кристаллических плагиосланцев, по-видимому, возникла за счет изохимического метаморфизма глинистых осадков и мергелей, богатых натрием и кальцием и содержащих примесь сульфатных минералов. Большое однообразие плагиосланцев и тончайшая горизонтальная реликтовая слоистость говорят об образовании первичных глин и мергелей в условиях замкнутого водного бассейна при ограниченном поступлении терригенного материала. Наличие среди плагиосланцев диопсид-роговообманковых скаполитсодержащих разновидностей свидетельствует о засоленности первичных осадков. Толщу кристаллических плагиосланцев Кольского полуострова можно сопоставлять со скаполит-диопсид-роговообманковыми плагиоклазовыми гнейсами Алданского щита, Прибайкалья, Канадского и Австралийского щитов, описанных в работе Д. П. Сердюченко (1972). Таким образом, толща кристаллических плагиосланцев — это первичная толща хемогенных (карбонатно-сульфатно-хлоридных) глинисто-алевритовых и карбонатных пелитовых осадков.

Исходным материалом пироксеновых кристаллических сланцев могли служить терригенно-глинистые и мергелистые осадки, богатые железом, титаном, редкими землями и щелочами. Условия образования исходных осадков существенно плагиоклазовых и пироксеновых кристаллических сланцев близки, с той лишь разницей, что степень засоленности бассейна во время формирования пород, давших начало пироксеновым кристаллическим сланцам, уменьшается, а количество карбонатного материала увеличивается. Об этом можно судить по большому количеству прослоев существенно гранатового кристаллического сланца с моноклинным пироксеном.

Гранат-кварц-полевошпатовые гранулиты образовались при метаморфизме песчанистых и песчано-глинистых осадков, содержащих значительное количество высокоглиноземистого глинистого вещества и прослои биогенного графита. Можно предположить, что эти породы явились продуктами перемыва коры выветривания латеритного типа. Анализ стратиграфического разреза гранулитового комплекса в целом говорит о смене глинисто-карбонатных засоленных отложений вверх по разрезу более песчанистыми отложениями.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СЕДИМЕНТОГЕННЫХ КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Метаморфизованные кремнисто-карбонатные образования, обнаруженные в составе древнейших вулканогенно-осадочных комплексов восточной части Балтийского щита, составляют незначительную долю их объема. Однако генетическая информативность седиментогенных кремнисто-карбонатных образований резко возрастает в раннедокембрийских структурно-фациальных зонах, характеризующихся многократным проявлением интрузивного магматизма и метаморфизма в последующие периоды формирования кристаллического щита.

На уровне глубоких эрозионных срезов Нотозерского блок-антиклинория в гранитизированных породах однородного гнейсового комп-

лекса обнаружены лишь серии маломощных линз и прослоев кремнисто-карбонатных пород. Пространственно они ассоциируют с реликтами гранитизированных амфиболитов и агрегатными выделениями скаполитовых минералов. Последние не всегда удается отличить от жильных скаполитовых образований, также содержащих в незначительных количествах кварц и карбонат. В более высоких эрозионных срезах Нотозерского блок-антиклинория кремнистокарбонатные образования обнаруживают отчетливую парагенетическую связь с сериями пластообразных тел амфиболизированных метабазитов и представлены преимущественно диопсидовыми и кварц-диопсидовыми кристаллическими сланцами, содержащими в своем составе карбонатные минералы от 5 до 20 объемных процентов и нередко бедную сульфидную минерализацию.

В северо-западной части Кандалакшского антиклинория, в зоне сочленения беломорских гнейсов с нижней толщей гранулитового комплекса в районе Явр-озера, Кацким-озера слоистые диопсидовые кварциты с признаками седиментогенной природы приурочены к определенному стратиграфическому уровню и ассоциируют с гранитизированными породами метаграувакkового состава.

В железорудных толщах Центрально-Кольского антиклинория прослои и линзы кремнисто-карбонатных пород переслаиваются с рудными железистыми кварцитами и так называемыми лептитами — метаморфизованными аналогами кислых эффузивов. По данным М. С. Точилина и П. М. Горяинова (1964) образование железистых кварцитов и кремнисто-карбонатных пород связывается с седиментогенными процессами, протекавшими при некомпенсированном прогибании межблоковых участков в обстановке влияния вулканических аппаратов.

Возникновение скарна на контакте кристаллических сланцев с кремнисто-карбонатными образованиями — широко распространенное явление в условиях высоких ступеней метаморфизма во всех других структурно-фациальных зонах Кольского полуострова.

Седиментогенная природа кремнисто-карбонатных образований раннего докембрия наиболее убедительно доказывается на примере горизонтов метаморфизованных осадочных пород, обнаруженных в структурно-фациальной зоне Гранулитового пояса. В наиболее полном стратиграфическом разрезе гранулитового комплекса Сальнотундровской структуры уровни распространения кремнисто-карбонатных образований охватывают весь разрез. В Нявк-тундровской структуре кремнисто-карбонатные породы обнаружены в уцелевшей от эрозии нижней части, а в Колвицкой структуре приурочены к верхней части разреза (Беляев, 1971, Турченко, Ефимов, 1972).

Детальное изучение структурно-геологических взаимоотношений кремнисто-карбонатных образований с окружающими метаморфическими породами гранулитового комплекса в районе Сальных тундр привело к выводу об однотипном строении осадочных ритмов в пределах нижней толщи гранат-полевошпатовых амфиболитов. В рассматриваемой пачке наряду с остатками строматолитовых построек, сложенных кварц-пироксеновыми кристаллическими сланцами (Ивлиев, 1971а), в основании залегают терригенно-глинистые осадки, преобразованные в глиноземистые кристаллические сланцы и биотитовые плагиогнейсы. В средней части пачки имеет место тонкое переслаивание доломитовых мраморов и тремолит-диопсидовых кальцифиров с графитсодержащими слюдисто-амфиболитовыми сланцами, которые в кровлевых частях разреза пачки сменяются карбонатсодержащими полевошпатовыми амфиболитами и типичными гранат-полевошпатовыми амфиболитами базитового состава. При этом мощности ритмов в области, примыкающей к осевой части структурно-фациальной зоны Грану-

литового пояса, составляют 25—50 м и значительно отличаются от аналогичных образований периферийных областей, где преобладают блоковокупольные брахиформные структуры, облекающие деформированные блоки гранито-гнейсового фундамента, а мощность ритмов в периферийной зоне, как правило, не превышает 5 м. Причем, если судить о роли и количестве продуктов основного вулканизма при формировании вулканогенно-осадочных пород пачки по содержанию суммы рудогенных элементов Ni, Cr или V в метаморфизованных породах, то можно отметить сравнительно ослабленное влияние основного вулканизма в периферийных областях структурнофациальной зоны Гранулитового пояса и повышенное во внутренних его частях.

В подавляющем большинстве разрезов кремнисто-карбонатные образования имеют внутреннее тонкослоистое строение со значимым различием в содержании химических элементов.

Циклично-фациальный анализ кремнисто-карбонатных образований, встречающихся, как правило, в переслаивании с метасилицитами, глиноземистыми сланцами и смешанными типами метаморфизованных туфогенно-осадочных пород, позволяет установить некоторую периодичность появления их в стратиграфическом разрезе. Эта периодичность, вероятно, обусловлена накоплением зрелых осадков в кратковременные периоды стабилизации тектонического режима осадконакопления и вспышками основного или ультраосновного вулканизма. О значении последнего можно судить по наличию признаков осадочного взаимоотношения слабо карбонатизированных метаморфических пород ультрабазитового состава с косослоистыми магнезиально-кальциевыми кальцифирами. Эти признаки отмечаются в нескольких пластообразных телах на двух различных стратиграфических уровнях в гранулитовом комплексе Сальных тундр и подтверждают тесную ассоциацию предполагаемых пикритовых туффитов с кремнисто-карбонатными образованиями.

Изложенные данные хорошо согласуются с результатами изотопных исследований. Среднее значение δC^{13} для графитсодержащих глиноземистых гнейсов и кремнисто-карбонатных образований (кальцифиров), слагающих низы разреза гранулитового комплекса, составляет 1,8% (Ивлиев, 1971б), а в метаморфизованных породах кластогенной природы из верхних частей разреза гранулитового комплекса, по данным А. В. Сидоренко и др. (1972), достигает 2,78%, т. е. уровня фанерозойских осадков. Эти результаты в целом, вероятно, свидетельствуют о различной биологической активности углерода органического вещества, захороненного в хемогенных осадках на раннем этапе формирования гранулитового комплекса и терригенных осадках, сформировавшихся на позднем этапе. Кроме того, относительное обогащение C^{13}, «утяжеление» в кремнисто-карбонатных и глиноземистых породах, ассоциирующих в пространстве с предположительно эффузивными образованиями основного состава, возможно, связано со сравнительно слабым участием и оборачиваемостью поставляемого вулканами мантийного углерода в биогенных и седиментогенных процессах, или, возможно, обусловлено большим насыщением водой, способствовавшей фракционированию углерода в период метаморфизма.

Исследованиями изотопного состава серы в сульфидах графиткарбонатсодержащих амфиболовых сланцев, переслаивающихся с кремнисто-карбонатными породами строматолитового горизонта, также показана отчетливая тенденция относительного обогащения седиментогенных пород изотопом S^{32} ($\delta S^{34} = -7{,}2\%$) (Гриненко и др., 1972), что, вероятно, обусловлено деятельностью организмов типа серобактерий в условиях морской среды раннего докембрия.

В общих чертах условия формирования кремнисто-карбонатных образований в раннем докембрии Кольского полуострова определяют-

ся результирующим взаимодействием важнейших геохимических факторов гипергенеза, сформулированных А. В. Сидоренко (1970б) для всех осадков раннего докембрия. В качестве специфики условий образования рассматриваемой группы пород следует отметить повышенный фон вулканической активности, оказывающий существенное влияние на известные факторы гипергенеза за счет общего или периодического насыщения водного бассейна мелководных лагун или изолированных прибрежных бассейнов углеродом, серой и рудогенными элементами — хромом, никелем, медью. Об активной роли углерода, участвующего в биогенных процессах, наряду с установленным существованием синезеленых водорослей можно судить по результатам изотопного состава углерода графита. В целом условия формирования седиментогенных кремнисто-карбонатных пород, представляющих собой наиболее древние образования раннего докембрия Балтийского щита, могут быть охарактеризованы диапазоном условий существования строматолитовых водорослей и корректироваться результатами изотопных определений углерода в графите и серы в сульфидах даже на уровне полностью перекристаллизованных пород амфиболитовой и гранулитовой фаций.

СЕДИМЕНТОГЕННЫЕ ЭУЛИЗИТЫ И ЧАРНОКИТЫ ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Среди глубокометаморфизованных архейских образований Центральной части Кольского полуострова в районе оз. Чудзьявр известны высокожелезистые метаморфические породы седиментогенной природы, представленные эулизитами, гранат-двупироксен-магнетитовыми сланцами и реже гиперстен-магнетитовыми кварцитами. Они занимают вполне определенное стратиграфическое положение в верхней глиноземистой свите кольской серии (Бондаренко, Дагелайский, 1968). Установлены кроме того, парачарнокиты, которые были выявлены при составлении детальных геологических разрезов по комплексу кристаллических сланцев основного состава средней свиты кольской серии, подстилающей свиту глиноземистых гнейсов (рис. 55).

Эулизиты — полосчатые бесполевошпатовые гранат-двупироксен-фаялитовые породы. Они залегают в виде маломощных прослоев (10—20 см) в бесполевоштаповых гранат-гиперстеновых гранулитах и связаны с ними взаимопереходами. Состоят из кварца 31%, фаялита 25%, ортоферросилита 26%, граната 12%, зеленого геденбергита 2% и рудного минерала (пирротин, пирит, магнетит). В них отчетливо выражен гетеробластез и некоторые специфические особенности структур, такие как графические и двойниковые срастания ортопироксена и клинопироксена, срастания граната и ортоферросилита, венцовые структуры из пластинчатого ортоферросилита вокруг фаялита и т. д. Эулизиты наблюдаются в согласном и выдержанном по простиранию переслаивании с высокоглиноземистыми гнейсами. Они имеют пластовое залегание и отчетливую слоисто-полосчатую текстуру. Глиноземистые гнейсы рассматриваются как высокометаморфизованные кластические осадки, а подчиненные им высокожелезистые слои (эулизиты) — как преобразованные кремнисто-железистые осадки. В пользу осадочного происхождения высокожелезистых пород свидетельствует, кроме того, постоянное присутствие серы, фосфора, а в некоторых слоях — кальция.

Изученные в геологических разрезах породы верхней свиты высокоглиноземистых гнейсов (волшпахская свита) характеризуются преобладанием высокометаморфизованного кластического материала и подчиненным количеством прослоев пород, имевших первично природу

химического осадка. Весь комплекс пород — глиноземистые гнейсы и железистые породы — метаморфизованы изофациально в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма: собственно эулизитовая ассоциация основных гранулитов образовалась при метаморфизме наиболее богатых железом осадков.

Подобные описываемым здесь эулизитам породы в настоящее время выявлены в кристаллическом фундаменте Восточно-Европейской платформы в комплексе раннедокембрийских образований, метаморфизованных в гранулитовой фации: это районы северной Эстонии, северной Латвии, Приазовья, Волго-Уральской области и др. Следовательно, эулизиты и сопровождающие их бесполевошпатовые гиперстен-грана-

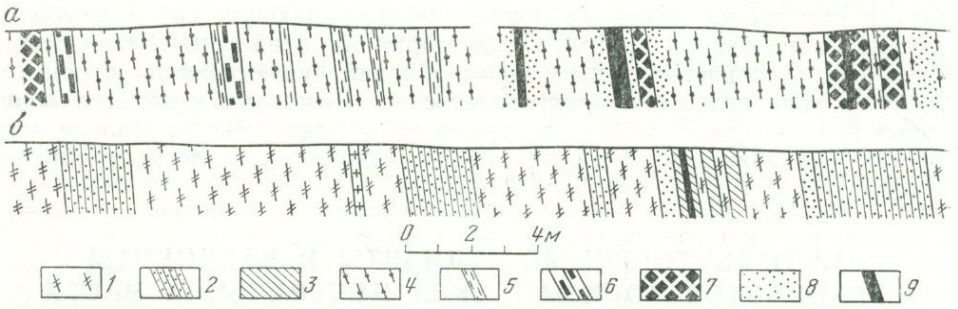


Рис. 55. Положение эулизитов и парачарнокитов в разрезе гранулитового комплекса:
а — нижняя ритмично-слоистая пачка глиноземистых гнейсов, *б* — верхняя ритмично-слоистая пачка кристаллических сланцев основного состава
1 — гиперстен-роговообманковый гнейс; *2* — полевошпат-гранатовый и клинопироксеновый гранулит; *3* — парачарнокит; *4* — силлиманит-гранат-биотитовый гнейс; *5* — гиперстеновый сланец; *6* — эулизит; *7* — гранат-ортоферросилитовый гранулит; *8* — гранатовый гранулит; *9* — магнетитсодержащий сланец

товые гранулиты и железные руды имеют сравнительно более широкое распространение, чем это раньше предполагалось.

В районе оз. Чудзьявр были закартированы, кроме того, железисто-силикатные породы среди комплекса двупироксеновых кристаллических сланцев. Однако установлено, что некоторые из них не дают стратиграфически выдержанных железорудных горизонтов, а наблюдаются в виде маломощных полос, измеряемых сантиметрами, иногда характеризуются плойчато-складчатой текстурой и резко отличаются морфологически и структурно от кристаллических сланцев основного состава, по которым они возникают. Минеральный состав их сходен с эулизитовой ассоциацией пород, развитых в ритмично-слоистых пачках, но отличаются они по присутствию плагиоклазов — несколько более кислых, меньшей железистостью и варьирующим составом ведущих магнезиально-железистых силикатов — эвлита, клинопироксена и граната. Появление подобных ассоциаций железисто-силикатных пород среди кристаллических сланцев основного состава не обусловлено спецификой состава исходного осадка, а связано с метаморфическими реакциями при изменении P—T-условий гранулитового метаморфизма, видимо, в пределах одного метаморфического цикла.

Парачарнокиты, выявленные в ритмично-слоистых пачках свиты кристаллических сланцев из средней части разреза кольской серии района оз. Чудзьявр и непосредственно подстилающие ритмично-слоистую пачку глиноземистых гнейсов с железисто-силикатными породами, залегают горизонтами в 2—5,5 м и переслаиваются с гиперстен-роговообманковыми гнейсами.

Первичная ритмичность кристаллических сланцев основного состава, в которых встречены парачарнокиты, имела только два ритма, представленные пироксен-плагиоклазовым и гиперстен-роговообманковым гнейсом (аналоги мергелистых осадков с переменным содержа-

нием окислов железа и кальция). Наблюдающееся в пачках пород, содержащих парачарнокиты, трех- и даже четырехритмовое деление является вторичным, наложенным, метаморфическим.

В парачарноките верхнего горизонта (Бондаренко, 1964) по ориентировке серого пластинчатого кварца и гиперстена отмечалась отчетливо выраженная метаморфическая сланцеватость, срезающая под небольшим углом слоистость пироксенового гнейса.

Таким образом, наблюдаемое в полевых условиях чередование полос — прослоев разновидностей пород (парачарнокит — светлый крупнозернистый, пироксен-плагиоклазовый гнейс — серый мелкозернистый гнейс — темный тонкосланцеватый гиперстен-роговообманковый гнейс) и трехритмовое их переслаивание в пачке с парачарнокитом являются вторичными, обусловленными метасоматически-метаморфическими процессами. Парачарнокит образуется по седиментогенной породе — по прослоям двупироксен-плагиоклазового гнейса — в результате процесса калиево-кремнистого метасоматоза, проходящего в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

В железисто-силикатных породах из ритмично-слоистой пачки глиноземистой толщи устанавливается полосчатость трех порядков: первично ритмичная слоистость; метаморфическая как следствие метаморфической дифференциации, полосчатость, обусловленная перекристаллизацией в особых механических и химических условиях.

Первично ритмичная слоистость, большей частью грубая, отражает переслаивание седиментогенных пород различного химического состава, например: эулизитов и других железистых силикатных пород с глиноземистыми гнейсами (мощность слоев варьирует от 10 см до 10 м); слоистое залегание гранат-пироксеновых бесполевошпатовых гранулитов (железистые породы) с гиперстен-роговообманковыми кристаллическими сланцами и гранат-ортоклаз-силлиманит-биотитовыми гнейсами; переслаивание железисто-силикатных пород с биотит-гранатовыми гнейсами и пироксеновыми амфиболитами.

Метаморфическая полосчатость второго порядка выражена сравнительно тонким (5—10 см) чередованием парагенетических ассоциаций в одной породе. В эулизитах, например, полосчатость второго порядка обусловлена вариациями минеральных ассоциаций, различающихся по структурно-морфологическим типам пироксенов и гранатов, а также определенной последовательностью их образования: ортопироксен и клинопироксен, сосуществующие в двойниковых срастаниях→ →пластинчатый эвлит и идиобластовый эвлит с гранатом→параллельно-пертитовые срастания клинопироксена и эвлита. Соответственно этой последовательности в ходе метаморфических реакций меняется состав ассоциирующих минералов. В эулизитах мы часто видим сочетание полосок (2 см и более), состоящих из крупнопластинчатого эвлита, с полосками, представленными эвлитом и гранатом графической или идиобластовой структуры, или чередование полос из порфиробластического лентовидного граната, ассоциирующего с призматическим эвлитом, и затем жилковатого кварца, сочетающегося с парагенезисом ортоферросилит + клинопироксен + фаялит.

Большое разнообразие минеральных ассоциаций, в том числе магнетитсодержащих, возникающих по гиперстеновым сланцам, нами наблюдалось в комплексе полосчатых пород разного стратиграфического положения. К ним относятся: гранат + клинопироксен и гранат + кварц + феррогиперстен; скаполит + магнетит + гиперстен и крупнопластинчатый клинопироксен + феррогиперстен, скаполит + магнетит + гиперстен и крупнопластинчатый клинопироксен + феррогиперстен; крупнопластинчатый эвлит и кварц + магнетит + плагиоклаз и гранат + + кварц и гранат + кварц + биотит + плагиоклаз.

Возможно, метаморфическая полосчатость и наследует первичную неоднородность пород, но она, несомненно, является следствием метаморфической дифференциации, сопровождающейся перекристаллизацией и возникновением новообразованных минералов и их парагенезисов, что, по-видимому, возможно только при нарушении изохимичности процесса и меняющихся PT-условий.

Полосчатость третьего порядка хорошо наблюдается в оруденелых силикатных породах следующего состава: магнетитсодержащих гранат-пироксеновых гранулитах, гранат-пироксено-магнетитовых сланцах, а также шпинель-гранат-магнетитовых, магнетит-двупироксен-скаполитовых породах. Собственно магнетитсодержащие сланцы имеют локальное развитие. Они всегда встречаются совместно с породами, состоящими из железистых силикатных минералов как в комплексе седиментогенных пород, так и пироксен-амфиболовых ортосланцев и гранитизированных гранат-биотитовых гнейсов.

Магнетитовые плойки, чередующиеся с гранобластовым мозаичным кварцем, повсеместно усложняют тонкополосчатый рисунок породы. Нередко они обтекают «будиноподобные» образования, например, состава гранат+кварц, либо секут кристаллизационную сланцеватость в магнетитсодержащем сланце. В рудных полосках нередко наблюдаются реликтовый гиперстен, эвлит, геденбергит, замещающийся магнетитом, а также гранат и фаялит.

Таким образом, метаморфическая полосчатость третьего порядка, как нам представляется, обусловлена метасоматической дифференциацией, происходящей одновременно с дифференциальными движениями, вследствие которых возникает микроплойчатость, будинаж структур и специфические структурные особенности породообразующих минералов (пертитовые структуры пироксенов, венцовые структуры гранатов по ортопироксенам и др.).

Необходимо также отметить эклогитовый характер минеральных ассоциаций эулизитов, что выражается в эклогитовой направленности состава граната, в меньшей степени, моноклинного пироксена (Бондаренко, Дагелайский, 1968) и в специфических условиях их образования (высокие температуры и давления). Последнее устанавливается также экспериментальными работами по устойчивости ассоциации богатого железом ортопироксена, оливина и кварца (Smith, 1971). Чистый ортоферросилит устойчив при минеральном давлении 12 кбар и температуре 750° С.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦЕВЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ

В Карелии конгломераты в небольшом количестве развиты в нижнепротерозойских протогеосинклинальных складчато-метаморфических образованиях и широко распространены в орогенных протоплатформенных слабометаморфизованных отложениях среднего протерозоя (Кратц, 1963; Негруца, 1965; Соколов и др., 1970). Среди основных литологических типов протерозойских конгломератов выделяются полимиктовые и олигомиктовые, часто валунно-галечные, кварцевые и металлоносные кварцевые — магнетит-гематитовые, гематитовые и сульфидсодержащие, пиритовые. Наибольшим распространением пользуются конгломераты терригенной формации нижнего, местами нижнего — среднего ятулия.

В тяжелой фракции конгломератов выявлены следующие минеральные ассоциации: существенно цирконовые, в том числе апатит-цирконо-

вые, металлоносные — магнетит-гематитовые и гематитовые, а также сульфидсодержащие, пиритовые, и полиминеральные с монацитом, рутилом, минералами окислов железа и др. В металлоносных конгломератах магнетит, гематит и пирит в основном первично россыпного генезиса, поскольку они образуют струйки рудного шлиха в косослоистых и горизонтально слоистых грубообломочных отложениях. Однако за счет последующего метаморфизма рудные минералы часто наблюдаются в виде выделений неправильной формы и новообразований. Аналогичная закономерность устанавливается и для других минералов. Наиболее крупные проявления полезных ископаемых большей частью приурочены к конгломератам с наибольшим содержанием и разнообразным составом шлиховых минералов тяжелой фракции, особенно к металлоносным кварцевым конгломератам — магнетит-гематитовым, гематитовым и сульфидсодержащим.

Кварцевые и металлоносные кварцевые конгломераты Карелии по структурному положению, возрасту и литологическим особенностям сходны с известными за рубежом конгломератами с промышленным оруденением и перспективны для поисков осадочно-метаморфогенных месторождений, например, типа Тарквинского в магнетит-гематитовых разностях (Войтович, 1968).

Детальное прослеживание и опробование по простиранию с составлением литологических профилей, проведенное в отдельных местах, позволило выделить рудоносные участки пластов.

В Центральной и Северо-Восточной Карелии известны два района с проявлениями полезных ископаемых в осадочно-метаморфогенных конгломератах. Здесь же известны более древние коренные рудопроявления, которые могли служить источниками россыпных рудных минералов, присутствующих также в шлихах четвертичных отложений. Наибольший вынос полезных ископаемых происходил в нижнеятулийских кварцито-конгломератах на отдельных участках Центральной и Северо-Восточной Карелии, а также в средне- и верхнеятулийских конгломератах Прионежья. В тяжелой фракции протерозойских конгломератов на участках развития слабометаморфизованных отложений установлены рудные минералы (халькопирит, галенит, сфалерит, киноварь и др.). Эти минералы в основном первично россыпные; встречаются они также и в шлихах четвертичных отложений.

В связи с этим по данным шлихового анализа были составлены минералогические карты конгломератов и выделены перспективные районы и участки для поисков различных полезных ископаемых.

В нижнеятулийских полимиктовых валунно-галечных и кварцевых конгломератах Прионежья местами обнаружено заметное количество пирротина, халькопирита и пентландита. Эти участки представляются перспективными для поисков медно-никелевых руд в подстилающих образованиях, тем более что здесь прослеживается Койкарская зона глубинного разлома с широким развитием взбросов и надвигов, к которым местами приурочены гипербазиты.

В сариолийских и нижнеятулийских конгломератах Селецко-Янгозерского района вдоль восточной границы крупной Янгозерской впадины наблюдаются в большом количестве минералы окислов железа, а также присутствуют халькопирит, золото, галенит, сфалерит, молибденит, монацит, торит и др. Рудные минералы встречены и в валунно-галечных конгломератах с обломками местных пород, испытавшими незначительный перенос. Здесь в большей части грубообломочных отложений мощностью до 200—400 м присутствуют рассеянные благородные металлы. У границ впадины известны нижнепротерозойские рудопроявления серноколчеданных руд, молибденита, железистых кварцитов, частью золотосодержащих; благородные металлы в небольшом количе-

стве установлены в габбро-амфиболитах. С учетом этих данных район восточной границы Янгозерской впадины, большей частью имеющей тектонический характер, является перспективным для поисков различных полезных ископаемых.

Нижнеятулийские конгломераты на многих участках, в частности в Койкарской грабен-синклинальной зоне, содержат обломки железистых кварцитов, в большом количестве в них присутствует гематит. В связи с этим представляется вполне вероятным присутствие железистых кварцитов в подстилающих нижнепротерозойских образованиях. Это следует учитывать при геологосъемочных и геофизических работах и поисках черных металлов.

В целом состав рудных минералов среднепротерозойских кварцитоконгломератов соответствует общим металлогеническим особенностям Карелии. Присутствие в конгломератах киновари и флюорита подтверждает предположение о возможных проявлениях известной в Финляндии (Щеглов, 1972) низкотемпературной гидротермальной минерализации в докембрии.

Если протерозойские кварцевые и металлоносные кварцевые конгломераты наиболее интересны для поисков в них осадочно-метаморфогенных месторождений, то полимиктовые и олигомиктовые валунно-галечные конгломераты с обломками близлежащих местных пород имеют наибольшее металлогеническое значение для прогнозирования оруденения в подстилающих образованиях.

Накопление среднепротерозойских конгломератов происходило вслед за крупной фазой складчатости и интрузивной деятельности в конце нижнего протерозоя, когда шло формирование многих рудных месторождений, которые в дальнейшем могли быть погребены под более молодыми отложениями. С этой точки зрения привлекает внимание металлогения до- и последокембрийских кластогенных существенно конгломератовых комплексов, перекрывающих поверхность крупных несогласий в других районах. Так, повышенные концентрации цветных и благородных металлов в докембрийском фундаменте Воронежской антеклизы сохраняются в базальных конгломератах и гравийных песчаниках основания палеозойского платформенного чехла (Хожаинов и др., 1972; Ясырев, Никитин, 1972). При исследованиях С. П. Молоткова, А. В. Коренева и др. в одной из скважин в основании палеозоя над ультраосновным массивом с сульфидным медно-никелевым оруденением вскрыты базальные конгломераты мощностью около 0,2 м, состоящие из редкой мелкой (до 1 см) гальки кварца и существенно карбонатного цемента; в них присутствуют окатанные гальки сульфидов и черных гипербазитов с рудной сульфидной вкрапленностью; наблюдаются также явно наложенные секущие прожилки и просечки сульфидов. Здесь, в непосредственной близости от коренных источников, произошло обогащение базальных конгломератов веществом подстилающих руд одновременно за счет его перемывания и переотложения в растворах, вероятно, по типу формирования жил альпийского типа, возможно, путем инфильтрационного перемещения.

Важность изучения конгломератов для познания различных вопросов геологии уже подчеркивалась в литературе (Сидоренко, Лунева, 1967), кроме того, практический интерес могут представить исследования металлогении кластогенных существенно конгломератовых комплексов. Поэтому представляется целесообразным в территориальных геологических управлениях, экспедициях и научно-исследовательских организациях приступить на основании шлихового анализа к составлению сводных минералогических карт кластогенных существенно конгломератовых комплексов путем обобщения имеющихся данных провести целенаправленные исследования в перспективных районах.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ СЕДИМЕНТАЦИИ КИЛЬДИНСКОЙ СЕРИИ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Литологические исследования слабометаморфизованных отложений докембрия позволяют наиболее точно восстанавливать условия древнего осадконакопления, что является одной из главных задач их изучения (Сидоренко, 1970а). Значительный интерес в этом отношении представляют отложения кильдинской серии, которые распространены в пределах п-ова Средний и о. Кильдин в виде характерных для верхнего рифея образований мелководных морских бассейнов — разнообразных песчаников, в том числе глауконитовых, строматолитовых доломитов и известняков и красноцветных осадков.

Радиологический возраст, определенный по глаукониту для нижних уровней кильдинской серии на п-ове Среднем, колеблется от 1059 до 762 млн. лет, для нижних уровней разреза на о. Кильдин от 1015 до 849 млн. лет (Казаков, Полевая, 1958; Полканов, Герлинг, 1960; Полевая, Мурина и др., 1960). Целесообразно начать описание разреза с отложений серии на п-ове Среднем, где обнажена ее нижняя часть, лежащая на гранитах и гранито-гнейсах основания, а продолжить — по отложениям о. Кильдин, где имеется палеонтологически охарактеризованный и литологически более разнообразный разрез вышележащих образований серии (рис. 56). В качестве маркирующего уровня для сопоставления разрезов кильдинской серии принято основание коровинской свиты о. Кильдин и палвинской свиты, по В. З. Негруце (1971), п-ова Средний. Выбор этого уровня объясняется его закономерной принадлежностью к определенному этапу рифейской седиментации, который характеризовался отчетливой стабилизацией тектонического режима после активного сноса в бассейн седиментации материала, слагающего черновскую свиту. Такой подход предполагает сопоставление, с одной стороны, палвинской свиты п-ова Среднего, а с другой — коровинской, безымянной и чернореченской свиты о. Кильдин. При этом следует иметь в виду литологические различия между сопоставляемыми свитами.

Первая снизу свита кильдинской серии, названная нами по месту своего распространения кутовой, была изучена в южной части п-ова Средний в районе одноименной губы и губы Малой Волоковой. Предыдущие исследователи выделяют эту часть разреза в качестве подсвит или отдельных пачек свит. Учитывая, что отложения этой части разреза отражают определенный этап седиментации, существенно отличный от последующих, мы считаем возможным выделить их в ранг свиты. Свита имеет ярко выраженный базальный характер. Она слагается светлыми кварцевыми, полевошпат-кварцевыми и аркозовыми метапсаммитами *, иногда глауконитовыми и содержащими примесь доломита. В целом породы отличаются достаточно хорошей сортированностью и часто проявленными реликтовыми структурами, подчеркивающими первичную хорошую окатанность регенерированных зерен кварца и отмеченных пылевидными окислами железа. Цемент псаммитов обычно поровый, реже базальный. В нижних частях свиты он обычно представлен существенно серицитовым материалом, а выше — карбонатом (доломитом). Среди обычных акцессорных минералов пород — окатанные зерна циркона, турмалина, апатита. В отдельных прослоях появляются существенно кварцевые гравелиты и конгломераты, а также полимиктовые — с мелкими обломками темных кремнистых пород. В верхах свиты устанавливаются незначительные проявления красноцветности пород. Свита отражает начало седиментации в условиях стабилизиро-

* Приставка «мета» в дальнейшем опускается.

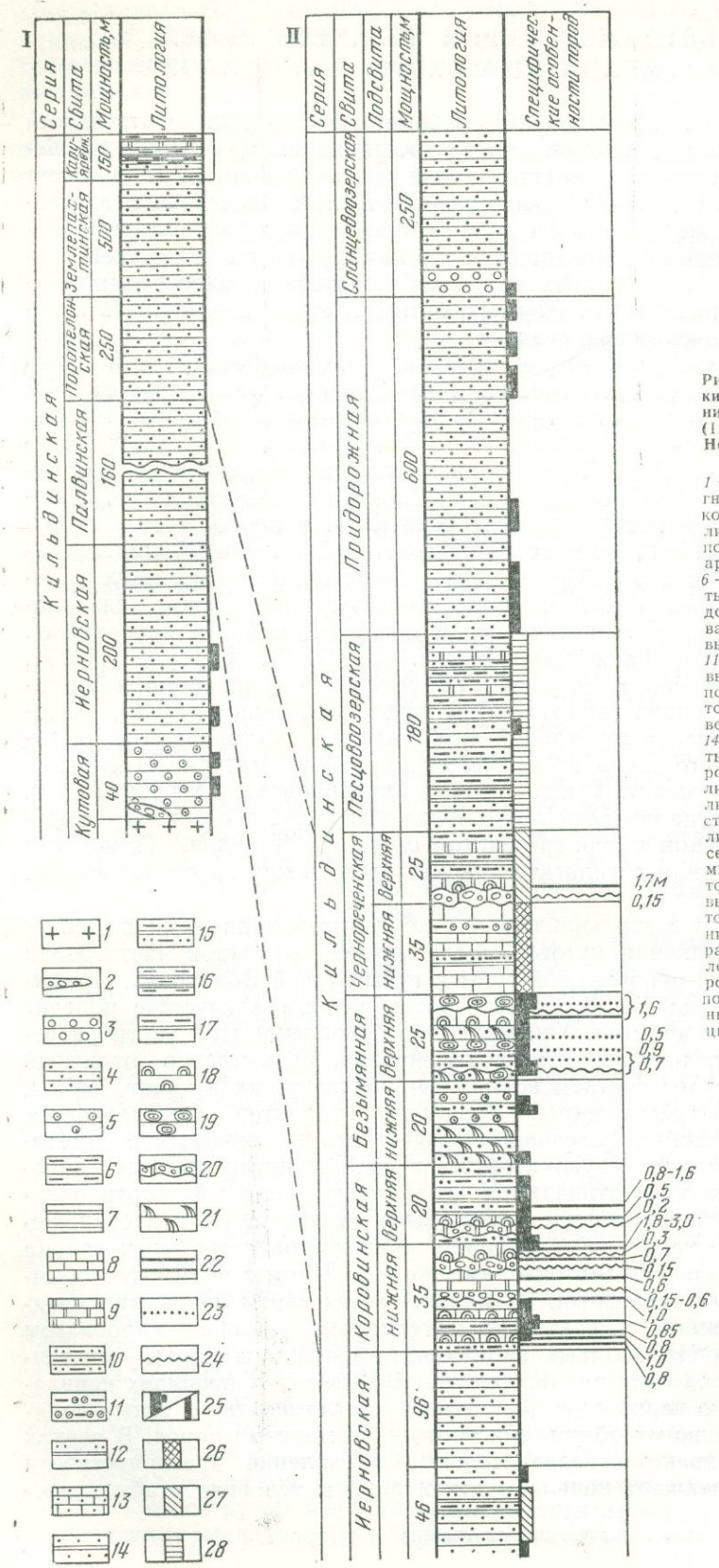


Рис. 56. Стратиграфические колонки п-ова Средний (I) и о. Кильдин (II) (по данным В. З. Негруцы, А. А. Богданова, П. А. Гурвича)

1 — граниты и гранитогнейсы основания; *2* — конгломераты; *3* — гравелиты; *4* — псаммиты; *5* — полевошпат-кварцевые и аркозовые псаммиты; *6* — алевролиты; *7* — пелиты; *8* — известняки; *9* — доломиты; *10* — субграувакковые и граувакковые алевропсаммиты; *11* — полевошпатквар-цевые и аркозовые алевропсаммиты; *12* — псаммитовые пелиты; *13* — известковистые псаммиты; *14* — пелитовые псаммиты; *15* — пелитовые алевропсаммиты; *16* — алевролитовые пелиты; *17* — пелитовые алевролиты; *18* — строматолиты; *19* — онколиты; *20* — уровни конседиментационных размывов; *21* — косая слоистость; *22* — строматолитовые пласты; *23* — онколитовые пласты; *24* — уровни конседиментационных размывов; *25* — распределение глауконитовых пород; *26* — красноцветные породы; *27* — пестроцветные породы; *28* — пестроцветные породы с прослоями сероцветных

ванного тектонического режима после предшествовавшего длительного перерыва и выветривания, что подтверждается наличием в ее основании в различной степени выветрелых гранитов, и достаточно высокой степенью осадочной дифференциации материала свиты. Мощность кутовой свиты на изученных участках оценивается в 40 м, но есть основания предполагать, что ее мощность в целом может быть значительно большей.

Породы иерновской свиты распространены в южной части п-ова Среднего в виде субширотной полосы. Одной из наиболее значительных высот здесь является гора Иерно-айви, по имени которой и названа эта свита. Отложения свиты в основном представлены темно-серыми, иногда зеленоватыми и светло-серыми псаммитами. Ее особенность — преобладание мелко- и среднезернистых осадков, изредка сменяющихся аркозами. В ряду от аркозов к грауваккам увеличивается количество окатанных обломков пород (микрокварцитовых и хлоритизированных), а также обломочных слюд — биотита и в меньшей степени мусковита. Основную часть обломочных зерен составляют кварц, калиевый шпат и плагиоклазы. Обычна примесь глауконита. Светлые разновидности пород, как правило, субграувакковые или аркозовые. В цементе измененный глинистый материал, количество и основность которого (хлорит, биотит) увеличиваются в грауваках и некоторых мелкозернистых псаммитах. Характерные примеси — мелкообломочный магнетит, агрегатный сфен (лейкоксен), циркон, турмалин, апатит. В светлых разновидностях пород встречается пятнистый карбонатный цемент.

Основные черты состава свиты, прежде всего, такие, как слабая сортированность и присутствие граувакк, указывают на нарастающий темп седиментации, возможно, на некоторое погружение дна бассейна и, в отличие от кутовой свиты, на активные явления смешивания материала, связанные с начавшейся интенсивной подачей продуктов размыва основных (вулканогенных?) пород. Мощность свиты не менее 200 м.

Располагающиеся выше по разрезу свиты выделяются в пределах о. Кильдин. За нижней свитой о. Кильдин, или третьей в общем разрезе серии, сохранено название коровинской. Это название предложено В. З. Негруцой (1971). Используя название, автор не может согласиться с принятым В. З. Негруцей (1968, 1971) и Ю. Р. Беккером и др. (1970) объемом свиты и ее положением на наиболее древнем уровне всего разреза кильдинской серии. В пользу нашего мнения свидетельствуют как близкие цифры абсолютного возраста по глаукониту для п-ова Средний (1059 млн. лет) и о. Кильдин (1015 млн. лет), с которыми соглашаются сами Ю. Р. Беккер, В. З. Негруца и Н. И. Полевая (1970), так и новые данные, полученные в результате изучения разреза.

Породы коровинской свиты протягиваются полосой на широте мыса Коровьего и представлены чередованием зеленовато-серых тонкозернистых, пелитовых и среднезернистых алевропсаммитов субграувакко-вого, реже аркозового или грауваккового состава с прослоями и линзами глауконитовых псаммитов и пластами серых строматолитовых известняков и доломитов. Для свиты характерно широкое распространение признаков подводного конседиментационного размыва (см. рис. 56). В составе свиты, отложения которой содержат наибольшее количество строматолитовых горизонтов, выделяются две подсвиты. Нижняя из них мощностью 35 м представлена чередованием зеленовато-серых тонкослоистых мелкозернистых алевропсаммитов, пелитовых алевропсаммитов субграувакко-вого, реже грауваккового состава, переходящих в среднезернистые субграувакковые и реже — аркозовые псаммиты с прослоями метапелитов и восемью горизонтами серых строматолитовых доломитов и известняков. Строматолитовые биогермы о. Кильдин описаны в специальной работе (Крылов, Любцов, 1973). В целом для подсвиты характерно преобладание субграувакковых пород над грауваковыми

и несколько большая сортированность и содержание, чем в иерновской свите, обломочного кварца. В отдельных прослоях и основаниях некоторых строматолитовых горизонтов отмечаются признаки подводного размыва карбонатных отложений, приуроченные, главным образом, к верхам подсвиты. По этим данным можно предполагать, что нижняя подсвита формировалась в обстановке ослабевающей подачи терригенного материала, но при продолжавшемся некотором углублении дна бассейна седиментации, которое замедлилось к концу времени ее образования.

Верхняя подсвита мощностью 20 м образована чередованием темно-бурых субграувакковых алевропсаммитов, пелитовых алевролитов и алевропсаммитов, содержащих отдельные небольшие прослои и линзы существенно кварцевых глауконитовых псаммитов. Для последних характерно уменьшение вверх по разрезу примеси доломита в цементе. В нижней части подсвиты — два пласта строматолитовых известняков и доломитов. Литологические особенности подсвиты свидетельствуют об уменьшении глубины бассейна седиментации и продолжающемся снижении привноса терригенного материала. Общая мощность коровинской свиты 55 м.

Выше коровинской в разрезе располагается безымянная свита, породы которой распространены полосой к северу от выходов нижележащих образований и хорошо прослеживаются в долине р. Безымянной, а также в морских береговых уступах. В составе свиты присутствуют темно-бурые и серые субграувакковые алевролиты и алевропсаммиты с прослоями глауконитовых псаммитов и онколитовых доломитов. В верхней части свиты располагается размытый пласт строматолитовых доломитов, перекрывающийся онколитовыми песчанистыми доломитами. В составе свиты выделяются две подсвиты.

Нижняя подсвита мощностью 20 м сложена переслаивающимися темно-бурыми и серыми субграувакковыми и пелитовыми алевропсаммитами и псаммитами мелко- и среднезернистыми или весьма неравномернозернистыми с глауконитом и доломитом в метапелитовом цементе, содержащими прослои и горизонты средне- и крупнозернистых косослоистых аркозовых псаммитов с обильным глауконитом. В верхней части подсвиты наблюдаются прослои полевошпат-кварцевых псаммитов с повышенным содержанием акцессорных — апатита, циркона, турмалина. Подсвита характеризуется отсутствием водорослевых доломитов. В целом особенности состава пород подсвиты указывают на продолжающееся обмеление бассейна и слабую подачу терригенного материала, т. е. на нарастающую стабилизацию тектонического режима.

Верхняя подсвита мощностью 25 м обнаруживает определенное сходство с нижней. Ее основу составляют чередующиеся темно-бурые субграувакковые пелитовые алевропсаммиты и неравномернозернистые псаммиты с алевритовой примесью. На фоне этих осадков выделяются прослои крупнозернистых кварцевых псаммитов с глауконит-доломитовым цементом и отдельные горизонты онколитовых доломитов с обильной примесью крупнозернистого окатанного кварца и глауконита. В верхней части подсвиты присутствует горизонт размытых строматолитовых доломитов, перекрывающихся онколитовыми образованиями. Рассмотренная подсвита отражает наметившуюся тенденцию к новому погружению дна бассейна при ограниченной подаче терригенного материала. Общая мощность свиты 45 м.

Следующая в разрезе чернореченская свита, названная по имени р. Черной, в долине которой, так же, как и в морских береговых уступах, обнажаются относящиеся к ней породы, характеризуется широким распространением красноцветных пород: известняков с прослоями алевропелитов, сменяющихся выше по разрезу пестроцветными — красно-бурыми, зеленовато-серыми и зелеными алевропсаммитами, метапели-

тами и доломитами. В средней части пласт пестроцветных строматолитовых доломитов. Породы свиты характеризуют время завершения этапа стабилизации и отчетливо проявленные признаки выветривания пород в области питания. В составе свиты выделяются две подсвиты.

Нижняя подсвита мощностью 35 м слагается красноцветными неравномернозернистыми известняками с тонко распыленным гематитовым материалом и резко подчиненным количеством тонких прослоев красноцветных (гематитсодержащих) пелитовых алевропсаммитов субграувакового и аркозового состава. Литологический состав подсвиты отражает резкое углубление дна бассейна при весьма ограниченном привносе терригенного материала. Красноцветный характер отложений свидетельствует о стабилизации тектонического режима в области сноса и об усилившихся там процессах химического выветривания. Верхняя подсвита мощностью 25 м образована красно-бурыми и зеленовато-серыми мелкозернистыми пелитовыми алевропсаммитами и алевролитами с прослоями красно-бурых и зеленых метапелитов и розовых гематитсодержащих доломитов. В нижней части подсвиты — тонкий прослой доломитов с признаками размыва и участками, обогащенными тонкообломочным кварцем, на поверхности размыва залегает пласт пестроцветных строматолитовых доломитов. В целом подсвита типично пестроцветная. Характер отложений свидетельствует об уменьшении глубинности бассейна, седиментации, слабой подаче терригенного материала и влиянии синхронного выветривания в области питания. Общая мощность свиты 60 м.

Новый этап тектонической активизации начинается пестроцветными и сероцветными отложениями песцовозерской свиты, породы которой обнажены в районе оз. Песец и смежных районах. Свита образована чередующимися прослоями субграувакковых и граувакковых пелитовых алевропсаммитов, разнозернистых псаммитов и алевролитов красно-бурой, зеленовато-серой и серой окраски. Характерно присутствие разновидностей с обильным метапелитовым (серицитовым) цементом. На фоне этих преобладающих пород развиты прослои мелко- и среднезернистых субграувакковых и аркозовых псаммитов с пятнисто распределенным доломитовым цементом, а также редкие прослои кварцевых глауконитовых псаммитов и красноцветных песчанистых доломитов с пелитовой примесью. Для граувакковых и отчасти субграувакковых пород характерно присутствие мелкообломочного магнетита, агрегатного сфена (лейкоксена), окатанных зерен циркона, турмалина, апатита и обильных обломков слюд (биотита и мусковита). Среди обломочной части пород — зерна микрозернистых кислых и основных хлоритизированных пород.

Породы свиты отражают начало нового активного прогибания дна бассейна и одновременно резкое усиление подачи терригенного материала (в том числе продуктов глубокого разложения пород — серицит) и, возможно, вулканогенно-терригенного (обломки пород, хлорит, примесь сфена и рудных материалов). Мощность свиты 180 м.

Мощная сероцветная придорожная свита развита севернее выходов песцовозерской свиты. Отложения придорожной свиты обнажаются в районе оз. Придорожного и во многих других местах в полосе распространения ее пород. Свита характеризует продолжающийся активный снос обломочного материала и слагается темно-серыми и светло-серыми субграувакковыми, граувакковыми и аркозовыми псаммитами разной зернистости с признаками незначительных перерывов, часто содержащими зерна измененного глауконита и необильный пятнистый доломитовый цемент, обычно ожелезненный в выветрелых разностях. Среди акцессорных — циркон, рутил, апатит, сфен, рудные. В верхней части свиты в породах часты признаки мелководья и периодического осушения.

Характер пород свидетельствует об активном накоплении терригенного материала и компенсированном прогибании дна бассейна. В конце времени образования свиты проявляется тенденция к обмелению. Мощность свиты 600 м.

Выше располагается сланцевозерская свита. Она начинается с пород, несущих признаки перемыва и россыпного накопления рудных минералов. В составе свиты преимущественно серые и светло-серые мелко-, средне- и неравномернозернистые субграувакковые псаммиты. На отдельных уровнях разреза встречаются псаммиты с признаками накопления тяжелых минералов в стилолитовых швах и на поверхностях элементов тонких косоволнистых серий. На этих же уровнях обнаруживаются деформированные первично глинистые гальки небольших размеров. Особенности пород указывают на формирование свиты в условиях уменьшающейся скорости погружения дна бассейна и сократившейся подачи терригенного материала при компенсированном в целом характере седиментации. Мощность свиты 250 м.

Разрез кильдинской серии, по-видимому, венчается каруярвинской свитой. Отложения свиты распространены только в пределах п-ова Средний, а на о. Кильдин отсутствуют. Свита имеет явно пестроцветный облик и представлена красно-бурыми, голубовато-зелеными, красно-зелеными, серыми псаммитами, алевропелитами, пелитами и карбонатными породами. По всему разрезу свиты многочисленные признаки мелководья — знаки ряби, трещины усыхания. В целом состав свиты свидетельствует о новом этапе стабилизации и усилении процессов выветривания в области питания. Мощность свиты 150 м.

Полученные литологические данные свидетельствуют, таким образом, о двух крупных этапах активного прогибания дна бассейна седиментации и интенсивного сноса материала (свиты иерновская, песцовозерская, придорожная, сланцевозерская), наступивших после тектонической стабилизации, сопровождавшейся выветриванием пород в области питания (что отражено в составе свит — кутовой, безымянной, черноречeнской, отчасти песцовозерской), а также о меняющихся соотношениях объема подачи терригенного материала и прогибания дна бассейна, что наряду с другими факторами контролировало появление и размещение карбонатных и, в частности, рифообразующих водорослевых фаций. Каруярвинская свита, вероятно, отвечает заключительному этапу тектонической стабилизации.

Все изложенное выше позволяет сделать вывод о том, что разрез кильдинской серии (п-ова Среднего и о. Кильдин) может быть интерпретирован, как результат двух крупных этапов циклического развития, начинающихся в обстановке стабилизации и развивающихся в условиях сравнительно активных тектонических движений с завершением в условиях конечной стабилизации. Этот вариант развития разреза более удовлетворяет имеющимся фактическим данным, чем одноактный трансгрессивно-регрессивный вариант, предлагаемый В. З. Негруцей (1971).

В заключение необходимы некоторые пояснения по поводу сопоставления разрезов п-ова Среднего и о. Кильдин выше уровня иерновской свиты. Несмотря на то, что основной особенностью палвинской свиты на п-ове Среднем является наличие горизонтов существенно кварцевых псаммитов с прослоями грубозернистых псаммитов, гравелитов и мелкогалечных конгломератов, а для свит о. Кильдин от коровинской до черноречeнской — прослоев строматолитовых и онколитовых известняков и доломитов, представляется, что те и другие могут быть разнофациальными вариантами одних и тех же стратиграфических уровней. Об этом свидетельствуют такие факты, как наличие в кварцитовых горизонтах участков, обогащенных доломитовым цементом, а в строматолитовых прослоях присутствие окатанных кварцевых зерен, близкое количество строматолитовых и кварцитовых прослоев, положение свит в разрезе

и, наконец, сходство сравниваемых толщ по мощности. Окончательное решение данного вопроса требует дополнительных исследований. Создание стратотипического разреза кольского рифея, вероятно, должно быть проведено с обязательным учетом фациальных вариаций на уровне коровинской — чернореченской свит от существенно кварцевых песчаных осадков до карбонатных отложений со строматолитовыми и онколитовыми постройками.

ВОЗРАСТНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ТИПЫ МЕТАКОНГЛОМЕРАТОВ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

В разрезе докембрия Воронежского кристаллического массива метапсефиты известны с возрастного рубежа около 2,6 млрд. лет. По появлению в разрезе докембрия пластов конгломератов проводится граница архея и протерозоя на ВКМ. На различных стратиграфических уровнях в нижнепротерозойском разрезе мегаблока КМА установлены горизонты с прослоями и линзами метаконгломератов различного состава и формационной сущности. Допускается их присутствие и на востоке ВКМ.

В пределах ВКМ наиболее широко развиты базальные конгломераты курской серии нижнего протерозоя. Они приурочены к основанию кластогенной толщи, выделяемой в сланцево-песчаниковую свиту. Встречены пласты и линзы метаконгломератов и пуддингитов мощностью в первые метры. В Алексеевско-Воронецкой зоне и в юго-восточной части Белгородско-Михайловской синклинорной зоны конгломераты мономиктовые кварцево-галечные. Очень редко в них присутствуют отдельные литокласты гнейсов и кварцитов. Цемент конгломератов преимущественно сульфидно-серицит-кварцевый, реже встречается фуксит, хлорит, ставролит, гранат. В случае залегания конгломератов вблизи площадей развития кварцевых порфиров михайловской серии, в них содержатся гравийные зерна голубого кварца. Кварц галек серый, иногда темно-серый, крупнокристаллический. Размеры их обычно 1—2 см, реже 3—5 см и более, форма изометричная и эллипсовидная, окатанность хорошая. В северной части Белгородско-Михайловской синклинорной зоны конгломераты преимущественно олигомиктовые кварцево-галечные, а в их цементе, помимо сульфидов, серицита и кварца, часто присутствуют хлорит, биотит, карбонаты. На Игнатеевском участке встречены нетипичные для этой свиты метапсефиты — полимиктовые конгломераты. Литокласты этих конгломератов представлены плагиогранитами, плагиоклазитами, кварц-биотит-хлоритовыми сланцами, кварцитами, реже — другими породами. Они плохо сортированы по размерности и окатанности. Встречаются валуны, угловатые гальки, что указывает на местное происхождение обломочного материала. Материнские породы устанавливаются ниже по разрезу, где они представлены архейскими образованиями.

Конгломераты основания курской серии залегают на реликтах метаморфизованных докурских кор выветривания. Исключение составляют конгломераты Игнатеевского участка, рассматриваемые как пролювиальные образования.

Внутриформационные метаконгломераты встречаются лишь в нижней третьей части сланцево-песчаниковой свиты.

В разрезе железорудной свиты курской серии метаконгломераты встречены лишь на двух участках, где они образуют небольшие линзы. Гальки этих конгломератов состоят из обломков железистых кварцитов, метапесчаников, сланцев и пространственно ассоциируют с пластами метапесчаников (Яковлевский участок) или линзовидными телами амфиболитов (Чернянский участок).

Метаконгломераты довольно широко развиты в оскольской серии. На большинстве участков развития в ее основании встречены базальные

литокластические конгломераты на кварцевом и железисто-кварцевом цементе. Они преимущественно мелкогалечные (в отдельных случаях до 10—12 см) и имеют облик полимиктовых, так как плохо сортированные литокласты в них представлены железистыми кварцитами, сланцами, метапесчаниками и другими породами. Ввиду того, что пестрота состава литокластов обусловлена главным образом полосчатым строением материнских пород, эти конгломераты можно отнести к мезомиктовым. Отдельные линзы внутриформационных конгломератов сходного состава встречаются и выше по разрезу щигрово-осколецкой свиты оскольской серии. Под базальными конгломератами этой серии залегают реликты слабо химически проработанных кор выветривания пород, которые и служили источником материала для конгломератов.

В основании тимской свиты оскольской серии в Тим-Ястребовской структуре вскрыты отдельными скважинами маломощные прослои мелкообломочных метагравелитов и метаконгломератов на углистосульфидно-сланцевом цементе. Литокласты конгломератов представлены сланцами и кварцитами. Мощность прослоев 2,6—5,7 м. Прослои сходных метаконгломератов встречаются и выше по разрезу. В тимской свите встречаются прослои вулканомиктовых конгломератовидных пород, но они относятся к эруптивным брекчиям и изучены очень слабо.

В восточной части мегаблока КМА, где вероятные возрастные аналоги тимской свиты в отличие от Тим-Ястребовской структуры ложатся на подстилающие образования с очень большим перерывом во времени, грубообломочные метаморфизованные породы развиты гораздо шире. Они образуют многочисленные прослои мощностью 0,1—22,0 м, встречающиеся по всему разрезу и представленные литокластическими полимиктовыми конгломератами и пуддингитами, в которых преобладают гальки основных и средних эффузивов размером 3—5 (до 15)см, сортировка их слабая (Зайцев и др., 1972). Терригенная пачка мощностью не менее 400 м, к которой они приурочены, обычно включается в байгоровскую толщу, но так как она находится в одном мегаблоке с описанными выше породами, то ее целесообразно относить к оскольской серии. К собственно байгоровской толще относятся сходные по возрасту суперкрустальные образования к востоку от Лосевско-Мамонского глубинного разлома.

В Михайловской структуре мегаблока КМА развита курбакинская свита, которая считается одновозрастной с тимской. В ее основании вскрыты конглобрекчии и гравелиты с обломками подстилающих пород и примесью туфогенного материала. Литокласты представлены линзовидными, слабо окатанными обломками железистых кварцитов, жильного кварца и сланцев на кварцевом и серицит-кварцевом цементе.

Дальнейшее изучение осадочной геологии метаморфизованных грубообломочных толщ позволит уточнить историю геологического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии, а на ее основе и перспективы рудоносности не только этих толщ, но и всего разреза докембрийских образований.

УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ ПРОТЕРОЗОЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Исследованы осадочно-метаморфические образования песчаниково-сланцевой толщи воронцовской серии в объеме двух комплексов: верхнего песчанико-сланцевого и нижнего глинисто-сланцевого. Согласно поставленным задачам в основу реконструкций положено изучение особенностей химического состава пород в компонентных соотношениях, характеризующих процессы осадочной дифференциации.

Наиболее древними осадками являются метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации породы гнейсово-сланцевого комплекса. Это различные плагиоклазовые двуслюдяные, биотитовые гнейсы с гранатом, андалузитом, силлиманитом, графитом и переходные к ним двуслюдяные плагиоклазовые и кварц-биотитовые сланцы, нередко ритмично чередующиеся в разрезе. Широко развитая перекристаллизация неполностью уничтожает первично осадочные текстурные признаки. В некоторых разностях сланцев они подчеркиваются характером распределения органики, послойным распределением обломочного циркона, приуроченного к первично глинистым слоям, и частичным сохранением бластопсаммитовых структур.

Кварц-биотитовые сланцы, порфиробластические и углеродистые разности их, биотитовые, серицитовые филлиты, метапесчаники и метаалевролиты, вероятно, песчанико-сланцевого комплекса, по степени метаморфизма отвечают фации зеленых сланцев. В породах комплекса четко выражены отчетливые признаки седиментации: ритмичность разрезов по стратиграфической вертикали, сочетание тонкой макроритмичности с микроритмичностью, наличие реликтовых псаммитовых структур и обломочных акцессориев (циркон, апатит), а также высокая насыщенность пород тонкорассеянным углеродистым веществом.

Все отмеченное выше позволяет рассматривать этот комплекс пород как наиболее благоприятный для выявления первично седиментационных закономерностей при моделировании процесса древнего осадконакопления. Первично осадочная природа филлитов и сланцев подтверждается наличием в них остаточного органического углерода в пределах 1,7—3,2%, что указывает на возможность существования органической жизни в эпоху формирования исходных пород (А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1968). Изотопный состав углерода свидетельствует о том, что графитоидное вещество углеродсодержащих филлитов является биогенным. Данные масс-спектрального изотопного анализа, полученные в лаборатории изотопной геологии докембрия ВИМСа, находятся в пределах значений δC^{13}%, свойственных биогенному углероду, и для описываемой толщи составляют 3,27—3,29%.

Микропалеографическое изучение коллекции образцов метаалевролитов и метапелитов с углеродистым пигментом подтвердило наличие в них органических форм. Б. В. Тимофеевым из определенных микрофитофоссилий, выделено шесть видов сфероморфид, состав которых, при сравнении с данными микропалеофитологического анализа протерозойских отложений Северной Евразии, в том числе Карелии, Кольского полуострова, Овручского района Украины и Криворожья (Тимофеев, 1969), позволяет уверенно отнести описываемые отложения к верхней части среднего протерозоя. Биостратиграфическая корреляция филлитов, метапесчаников и метаалевролитов уточняет положение песчаниково-сланцевого комплекса и толщи в целом на геохронологической шкале в возрастном интервале нижнего — среднего протерозоя, ограниченного значениями абсолютного возраста от 2100 до 1720 млн. лет. Для исследований использованы различные способы интерпретации химических анализов: графическое разделение полей в координатах, отражающих закономерные специфичные для осадочных процессов, соотношения компонентов (диаграммы А. Симонена, и А. А. Предовского) и применяемые в последнее время литохимические пересчеты.

Генетическая классификация всех разновидностей пород песчаниково-сланцевой толщи на диаграмме А. Симонена отвечает полю осадочных пород в области переслаивания песчаных, песчано-глинистых и глинистых осадков (рис. 57). На диаграмме четко дифференцированы породы гнейсово-сланцевого (поле Г) и песчаниково-сланцевого комплекса (поля А, Б, В). Характер и положение фигуративных точек отражают особенности химического состава выделенных комплексов. Если для

гнейсов и сланцев разброс точек на диаграмме А. Симонена, перекрывая поле псаммитовых осадков, тяготеет к границе магматических пород, то образования песчаниково-сланцевого комплекса обнаруживают наиболее четкую дифференциацию в группе псаммиты — пелиты, характеризуя ритмичное строение комплекса с выделением полей, отвечающих песчаным, песчано-алевролитовым и пелитовым разностям разреза. При анализе соотношений полей комплексов показательно разделение их в псаммитовой области, содержащей наиболее полную информацию о составе материнских пород. Первично обломочный материал гнейсово-сланцевого комплекса неотсортирован, имеет большой диапазон рассеивания и по составу приближается к магматическим породам. В параметрах FAK А. А. Предовского (рис. 58) эти псаммиты соответствуют грауваккам и смешанным продуктам выветривания основных и ультраосновных пород. Степень осадочной дифференциации материала невелика, о чем свидетельствует небольшой наклон прямой, соединяющей точки средних составов псаммитов и пелитов комплекса (Предовский, 1970).

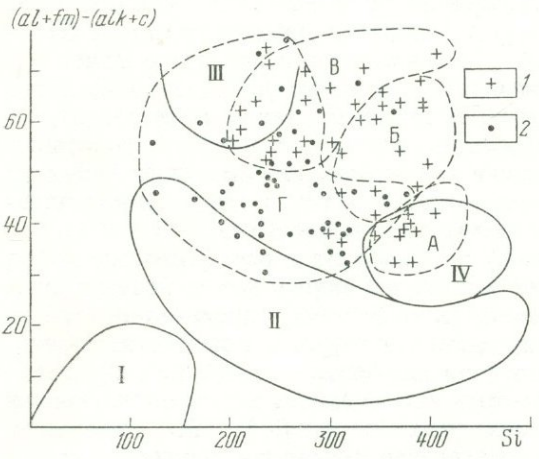


Рис. 57. Состав пород среднего протерозоя юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива

Поля составов пород: I — карбонатные метаморфизованные осадки, II — магматические породы, III — пелиты, IV — псаммиты, по А. Симонену, (Simonen, 1953); А—Г — поля составов метаморфических пород воронцовской серии: песчаниково-сланцевый комплекс — А — псаммиты, Б — метаалевролиты, В — метапелиты, Г — породы гнейсово-сланцевого комплекса. Фигуративные точки составов пород: *1* — песчаниково-сланцевый комплекс; *2* — гнейсово-сланцевый комплекс

Песчаниково-сланцевый комплекс характеризуется более высокой степенью дифференциации материала. На диаграмме А. Симонена и в параметрах А. А. Предовского четко выражено разделение полей псаммиты — алевриты и пелиты. Линия средних составов пелитов и псаммитов имеет значительный наклон (см. рис. 57), определяющий дифференциацию петрогенных элементов в ходе разрушения, транспортировки и аккумуляции исходного материала.

Сравнивая полученные данные по составу обломочного материала, можно предположить существование различных источников сноса при формировании песчаниково-сланцевого и гнейсово-сланцевого комплексов. Для анализа условий накопления терригенно-осадочных образований описываемых метаморфических комплексов рассмотрено соотношение пелитов в геохимических параметрах, отражающих степень химической дифференциации вещества. На диаграмме А. Симонена отмечается некоторое перекрытие полей пелитов песчаниково-сланцевого и гнейсово-сланцевого комплексов. Основные фигуративные точки составов гнейсово-сланцевого комплекса расположены ближе к псаммитам. В параметрах FAK пелиты песчаниково-сланцевого комплекса отвечают гидрослюдистым разностям с примесью монтмориллонита. Для гнейсов характерен значительный разброс точек пелитов в левой части диаграммы (см. рис. 58), отражающей кали-натровое отношение в глинистых осадках и общее смещение основного состава глин в сторону монтмориллонитовых и вермикулитовых разностей с примесью железистых хлоритов. Таким образом, различие двух описываемых комплексов определяется не только составом обломочного материала, но и характером глинистых ассоциаций.

Чтобы подойти к палеореконструкциям по предположительному составу глинистых минералов, распространив зависимость состава глин от условий их образования, была применена разработанная О. М. Розеном (1970) методика литохимических пересчетов сланцев и гнейсов на вероятный компонентный состав исходной осадочной породы. Были выделены все разности филлитов, отражающие глинистые элементы ритмов в ритмично-слоистых разрезах песчаниково-сланцевого комплекса (табл. 26) и разности гнейсов, отвечающие пелитовым полям на диаграммах А. Симонена и А. А. Предовского (табл. 27). Состав предполагаемых исходных компонентов осадка после введения поправки на по-

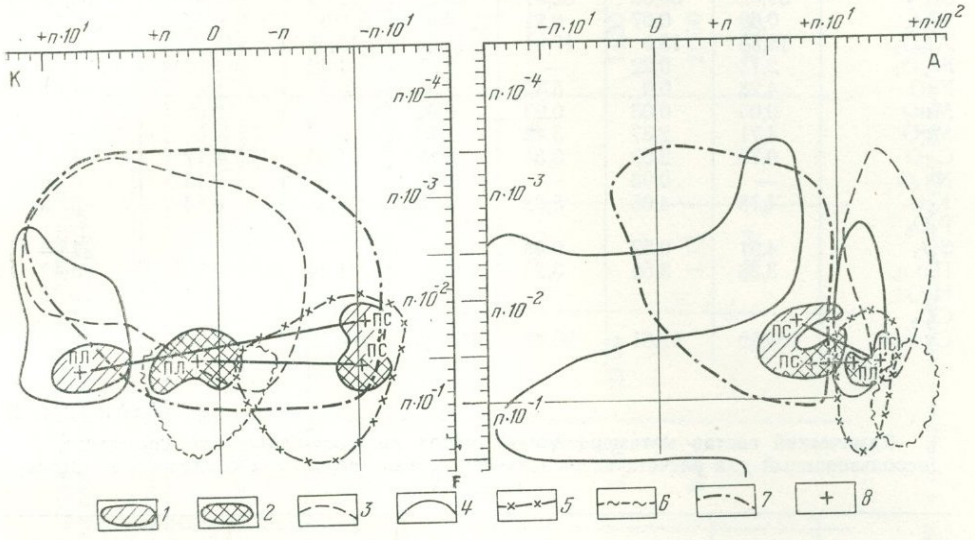


Рис. 58. Положение терригенно-осадочных пород воронцовской серии на диаграмме FAK А. А. Предовского

Метаморфизованные осадки: *1* — песчаниково-сланцевый комплекс, *2* — гнейсово-сланцевый комплекс. Главные типы глинистых пород: *3* — чистые каолины, *4* — гидрослюдистые глины, *5* — монтмориллонитовые и вермикулитовые глины, *6* — бокситоносные глины, *7* — песчаники, *8* — положение средних типов: ПЛ — метапелитов, ПС — метапсаммитов

терю летучих компонентов (H_2O, CO_2) при метаморфизме приведен в таблицах 28 и 29.

Более разнообразный характер имеют исходные составы пелитов гнейсово-сланцевого комплекса. Здесь преобладает гидрослюда с переменным количественным содержанием примеси монтмориллонита. В некоторых зонах ведущая роль принадлежит и монтмориллониту, и гидрослюде одновременно. Это свидетельствует об активизации тектонического режима области накопления (Зхус, 1966).

Появление каолинитовых глин в описанных глинистых ассоциациях связано с пониженными значениями водородного показателя среды накопления, расположенной в небольшом удалении от береговой полосы, либо в континентальных бассейнах, где происходит дозревание материала (Ронов и др., 1966) и накопление органического углистого вещества с небольшой примесью карбонатов.

В целом для гнейсово-сланцевого комплекса характерна не достигающая каолинитовой стадия зрелости осадков (за исключением отдельных, выделенных зон) с формированием промежуточных монтмориллонит-гидрослюдистых ассоциаций в условиях активной вулканической деятельности. Степень выветривания отражена положением фигуративных точек в гидрослюдистой зоне на диаграмме А. А. Предовского. Близкий состав глинистого и обломочного материала в параметрах FAK свидетельствует о незначительной дифференциации осадков.

Таблица 26

Химический состав метаморфических пород песчаниково-сланцевого комплекса, использованный для расчета компонентного состава вероятных осадочных аналогов, (вес. %)

Компоненты	Тонкоструктурные филлиты			Серицитовый филлит	Кварц-биотитовый сланец	Двуслюдяной сланец	Биотитовый порфиробластический филлит
SiO_2	59,62	60,59	62,87	58,22	71,84	61,9	64,15
TiO_2	0,69	0,67	0,91	0,41	0,5	0,57	0,56
Al_2O_3	15,85	18,9	17,91	18,68	13,01	18,2	16,0
Fe_2O_3	2,15	0,22	—	3,57	1,42	1,95	1,46
FeO	4,28	6,0	5,32	5,83	3,6	5,4	4,0
MnO	0,05	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,1
MgO	4,71	2,37	3,48	2,73	1,67	2,09	2,91
CaO	0,79	2,69	0,3	0,82	1,83	1,17	1,1
Na_2O	—	0,03	—	1,43	3,3	2,15	0,75
K_2O	4,18	4,05	5,02	4,68	1,88	3,84	3,93
P_2O_5							
SO_3	4,91	0,52	0,48				1,60
П.п.п.	3,36	3,55	3,26	3,88	1,04	2,9	4,43
H_2O^+						0,11	0,04
CO_2							1,3
Сумма	100,59	99,61	99,88	100,28	100,18	100,19	100,04

Таблица 27

Химический состав метаморфических пород гнейсово-сланцевого комплекса, использованный для расчета компонентного состава вероятных осадочных аналогов (вес. %)

Компоненты	Биотитовый сланец	Двуслюдяные сланцы		Плагиоклаз-биотитовый гнейс с фибролитом	Биотит-плагиоклазовый гнейс с гранатом	Двуслюдяной сланец с плагиоклазом	Двуслюдяной гнейс
SiO_2	64,8	61,3	59,08	61,76	62,18	62,15	68,84
TiO_2	0,61	0,65	0,77	0,84	0,81	0,56	0,48
Al_2O_3	17,0	16,95	16,46	16,88	16,49	16,86	13,3
Fe_2O_3	1,0		3,3	1,01	0,93	6,35	—
FeO	4,4	7,95	3,94	5,68	5,53	0,72	7,36
MnO	—	0,13	—	0,04	0,02	0,03	—
MgO	2,15	3,35	5,16	2,86	2,28	2,99	1,85
CaO	1,1	0,95	6,33	1,48	3,31	1,98	2,46
Na_2O	2,35	2,15	—	1,88	3,20	0,60	2,64
K_2O	3,5	3,57	3,95	4,14	2,71	3,91	1,77
P_2O_5	0,05	0,03	—	—	—	1,54	—
SO_3	0,62	0,68	—	0,34	0,07	—	—
П.п.п.	1,8	1,8	—	3,05	2,01	2,94	0,86
H_2O^+	—	—	0,86	—	0,11	—	0,22
CO_2							
Сумма	99,53	99,51	98,22	99,96	99,54	—	99,62

Несколько иначе интерпретированы исходные составы глин при реконструкции условий формирования песчаниково-сланцевого комплекса. Прежде всего, обращает внимание более зрелый состав глинистых комплексов. На диаграмме А. А. Предовского это выражено смещением пелитового поля в сторону высоких значений параметра К (K_2O—Na_2O) и увеличением глиноземистости, отражающей степень накопления глинозема при разложении и осадочной дифференциации материала. Последняя ярко выражена на диаграмме различием между средним со-

Таблица 28

Вероятный компонентный состав осадочных отложений для метаморфических пород воронцовской серии*

Порода	Предполагаемые компоненты осадочного аналога, вес. %										Вероятный осадочный аналог
	Глина			Сидерит	Магнезит	Доломит	Кальцит	Альбит	Олигоклаз	Ортоклаз (микроклин)	Кремнезем	
	монтмориллонитовая	гидрослюдистая	каолинитовая									
Биотитовый сланец	12,2	50,2	5,32			0,92	0,36	15,60			15,40	Монтмориллонит - гидрослюдистая глина
Двуслюдяной сланец		64,36		1,42	2,28	1,32		18,0			12,60	Гидрослюдистая алевролитовая глина
То же		69,20				12,00	2,44				18,45	Карбонатная маложелезистая глина
Плагиоклаз-биотитовый гнейс с фибролитом	30,0	25,43		2,83	0,75	0,70			9,85	17,3	12,33	Гидрослюдисто - монтмориллонитовая глина
Биотит-плагиоклазовый гнейс с гранатом	5,73	50,37		0,69		2,48	3,43	23,00			14,30	Монтмориллонит - гидрослюдистая алевритовая глина
Двуслюдяной сланец с плагиоклазом		74,0				3,40	0,47		1,13		21,00	Гидрослюдистая глина
Двуслюдяной гнейс с гранатом	3,05	32,0		5,63		2,92			24,40		32,00	Песчаник глинистый

* Состав компонентов принят по О. М. Розену (1970), альбит-олигоклаз (№ 20) и ортоклаз — теоретические составы; данные с учетом поправки на присутствие CO_2 и H_2O.

Таблица 29

Вероятный компонентный состав осадочных отложений для метаморфических пород воронцовской серии

Порода	Предполагаемые компоненты осадочного аналога, вес. %										Вероятный осадочный аналог
	Глина			Шамозит	Сидерит	Магнезит	Доломит	Кальцит	Плагиоклаз	Кремнезем	
	монтмориллонит	гидрослюдистая	каолинитовая								
Тонкоструктурный филлит	—	77,26	—	—	—	4,80	0,24	—	—	17,70	Тонкоструктурный фил-
То же	—	69,8	10,45	—	—	—	1,13	2,82	—	15,80	Каолинит - гидрослюдистая глина слабо карбонатная
„ „	—	84,00	—	—	—	1,88	—	—	—	14,16	Гидрослюдистая глина
Серицитовый филлит	—	87,78	—	—	—	—	0,12	—	7,30	4,80	Гидрослюдистая алевритистая глина
Кварц-биотитовый сланец	4,85	34,50	1,50	4,00	1,55	—	—	—	20,40	33,20	Алевролит глинистый
Двуслюдяной сланец	—	71,72	0,58	—	—	—	—	—	14,70	13,00	Гидрослюдистая алевритистая глина
Биотитовый порфиробластический филлит	15,31	50,35	5,27	—	—	1,08	1,59	—	—	26,40	Глина алевритовая слабо карбонатная

ставом пелитов и псаммитов комплекса и смещением пелитового поля к границам высокодифференцированных глинистых и песчано-глинистых осадков.

Вероятные исходные ассоциации по данным литохимических пересчетов отличаются однородным гидрослюдистым составом, однако примесь каолинита здесь более характерна. Уменьшается роль карбонатного материала.

Учитывая значительную роль глинистых осадков в разрезах толщи, тонкоструктурный характер обломочной примеси, особенности компонентного состава глин и приуроченность монтмориллонитовой примеси к нижним горизонтам ритмично-слоистого разреза, можно предположить снижение активности тектонического режима и более длительные периоды относительной пассивности его. В это время происходило накопление осадков, более зрелых по сравнению с осадками гнейсово-сланцевого комплекса. Питающей провинцией во время формирования песчаниково-сланцевого комплекса служили, вероятно, и отложения гнейсово-сланцевого комплекса. Локализация зон активной вулканической деятельности смещается в юго-восточном направлении, к архейскому выступу. При формировании гнейсово-сланцевого комплекса влияние вулканической деятельности по интенсивности увеличивалось в северо-западном направлении.

Анализ соотношений петрохимических параметров и реставрированный исходный состав позволяют оценить палеогеографические условия формирования двух разделенных во времени метаморфических комплексов.

1. Условия образования гнейсово-сланцевого комплекса характеризуются тектонической активностью, значительными глубинами бассейна, высокой скоростью отложения и слабой степенью дифференциации осадков.

2. Формирование песчаниково-сланцевого комплекса происходило в условиях постепенной стабилизации тектонического режима со смещением активности в юго-восточном направлении. Накопление тонкоструктурных флишоидных осадков и высокая степень дифференциации могут свидетельствовать о вторичном переотложении их.

3. Компонентные соотношения глин в описываемых комплексах характеризуют различную зрелость осадков, выражающуюся в последовательном изменении глинистых пород от монтмориллонит-гидрослюдистых до гидрослюдистых и каолинит-гидрослюдистых разностей.

ФОРМАЦИЯ ГРАФИТОНОСНЫХ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГНЕЙСОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В пределах восточной части Русской платформы кристаллический фундамент, залегающий на глубинах более 1,5 км, вскрыт значительным числом скважин (более 3000). Плотность их на интенсивно разбуренных территориях (Татарский и частично Жигулевско-Оренбургский своды) настолько велика, что позволяет составить довольно полное представление о распространении главнейших типов пород.

В пределах архея выделяются две толщи, существенно отличающиеся по вещественному составу (Лапинская, Богданова, 1972). Нижняя, отрадненская толща, сложенная преимущественно основными кристалло-сланцами и гнейсами с подчиненными им габброидами, может быть отнесена к проторогенной вулканогенной формации. Верхняя, большечеремшанская — состоит из высокоглиноземистых парасланцев и гнейсов, перемежающихся с метаморфизованными основными вулканитами — вулканогенно-терригенная формация. Данные геофизических ис-

следований и изучения кернового материала позволяют судить о площадной распространенности этих толщ, принимающих участие в строении крупных антиклинорных и синклинорных структур. На исследованной территории для них характерно преимущественно северо-восточное простирание.

О мощности выделенных формаций можно судить лишь весьма приближенно. Косвенными указаниями могут, видимо, служить ширина их выходов на эрозионном срезе фундамента. Высокоглиноземистая большечеремшанская толща сопоставляется с близкой по составу верхней частью кольской серии Балтийского щита, мощность которой оценивается рядом исследователей приблизительно в 3 км. В районе сплошного развития большечеремшанской толщи, охватывающем южную часть Татарского и северную часть Жигулевско-Оренбургского сводов, по 179 скважинам подсчитано, что около 40% вскрытий падает на биотит-гранат-кордиеритовые, биотит-гранат-кордиерит-силлиманитовые, биотит-гранат-гиперстен-кордиеритовые плагиогнейсы, иногда с значительным содержанием графита. В 20% скважин отмечены основные кристаллосланцы, двупироксеновые плагиогнейсы, породы, близкие к габбро-норитам; около 22% составляют анортозиты, эндербиты, чарнокиты, около 14% — граниты и микропертитовые граниты, и, наконец — в единичных случаях обнаружены пироксениты и амфиболиты. Такой петрографический состав толщи позволяет рассматривать ее, как переслаивание высокоглиноземистых (терригенных) образований и метаморфизованных основных вулканитов с линзоподобными сравнительно небольшими телами габброидов.

Графитоносные гнейсы и сланцы, входящие в состав большечеремшанской толщи, вскрыты многочисленными скважинами на Татарском своде, в Куйбышевском и Оренбургском Заволжье, спорадически — в северной части Волго-Уральской области и Саратовском Поволжье.

Для них характерны минеральные ассоциации, позволяющие относить породы к гранулитовой фации метаморфизма умеренных давлений:

$Би_{32-70}$ — $Гр_{58-75}$ Сил — $Кор_{17-20}$ — Гип — Пл (Кв, К.П.Ш.);
$Би_{30-37}$ — $Гр_{60-69}$ Сил — $Кор_{18-23}$ — Пл (Кв, К.П.Ш.);
$Би_{40-48}$ — $Гр_{62-70}$ Сил — Пл — (Кв. К.П.Ш.)*

Вследствие высокотемпературного диафтореза первоначальный состав пород несколько изменялся, и поэтому в ряде участков встречены ассоциации, отвечающие амфиболитовой фации метаморфизма:

$Би_{34-58}$ — $Гр_{71-84}$ — ПЛ — Кв — Ми; $Би_{27-43}$ — $Гр_{70-84}$ — Сил — ПЛ — Кв и др.

Неоднократная метаморфическая переработка и процессы гранитизации, прослеживающиеся по смене минеральных ассоциаций, отражаются на цифрах абсолютного возраста. Наиболее высокие значения, полученные аргон-калиевым методом по биотиту (Гаррис, Постников, 1970), равны 1900—2000 млн. лет. Однако, судя по геологическим данным, эти цифры следует рассматривать как заниженные.

Высокоглиноземистые гнейсы и сланцы обладают отчетливой полосчатостью, обусловленной присутствием различно окрашенных минералов. Темные слойки (иногда очень тонкие — доли миллиметра) обогащены силлиманитом, биотитом, гиперстеном, шпинелью, графитом и лиловым или темно-сиреневым гранатом, светлые — кордиеритом или полевыми шпатами и кварцем. Такая полосчатость, видимо, является отражением первичной неоднородности — слоистости пород, усиленной в процессе регионального метаморфизма. Породы имеют крупнокристаллическую структуру (размер зерен в среднем 0,5—2 мм), часто на-

* Би — биотит, Гр — гранат, Сил — силлиманит, Гип — гиперстен, Кор — кордиерит, Пл — плагиоклаз, Кв — кварц, К.П.Ш. — калиевый полевой шпат; цифрами обозначена общая железистость минералов.

блюдаются располагающиеся параллельно сланцеватости кварц-микроклиновые прожилки (тонкопослойная мигматизация).

Наиболее важной петрохимической особенностью их является высокое содержание глинозема, достигающее в отдельных образцах наименее гранитизированных гнейсов 30% (табл. 30). Текстура, структура и

Таблица 30

Средний химический состав наиболее распространенных типов пород формации графитоносных высокоглиноземистых гнейсов Волго-Уральской области (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4
SiO_2	65,23 48,74—81*	67,11 59,46—72,1	63,99 49,85—76,3	66,49 44,76—81
TiO_2	0,78 0,01—1,12	0,67 0,32—1,45	0,61 Сл. 1,29	0,60 0,01—1,24
Al_2O_3	17,98 9,27—29,82	16,23 13,30—18,18	15,64 11,19—19,96	17,32 9,27—29,82
Fe_2O_3	2,03 0—5,96	1,49 0—5,71	1,93 0—7,29	1,49 0—4,74
FeO	4,54 0,32—13,59	4,25 0,65—7,83	4,0 0,72—14,72	4,43 0,32—13,59
MnO	0,04 0—0,19	0,02 0—0,13	0,05 0—0,25	0,04 0—0,19
MgO	2,97 0,50—4,35	2,38 1,10—5,3	2,90 0—8,21	2,32 0,50—5,3
CaO	2,06 0—3,2	1,47 0,06—3,6	2,72 0,56—9,6	1,87 0—3,46
Na_2O	1,38 0,33—4,02	2,18 0,45—4,3	2,48 0,55—4,3	2,03 0,71—4,3
K_2O	1,68 0,58—5,5	1,97 1,11—4,05	3,39 0,4—7	1,43 0,58—3,41
H_2O^+	0,27 0—2,78	0,26 0—1,24	0,21 0—1,64	0,31 0—2,78
H_2O^-	0,12 0—0,68	0,09 0—06	0,37 0—2,21	0,18 0—0,6
П.п.п.	1,08 0—6,8	1,73 0,32—6,8	1,47 0—4,58	1,48 0—6,8
Сумма	100,16	100,16	99,76	99,99

1 — среднее из 26 анализов биотит-гранат-кордиерит-силлиманитовых плагиогнейсов; 2 — среднее из 7 анализов — биотит-гранат-силлиманитовых плагиогнейсов; 3 — среднее из 16 анализов биотит-гранитовых плагиогнейсов; 4 — среднее из 19 анализов наименее гранитизированных высокоглиноземистых гнейсов.

химизм пород, наличие в них реликтов окатанных зерен акцессорных минералов (в частности циркона) указывают на их первично осадочную природу, что обычно и отмечалось изучавшими их исследователями.

Графит в этих породах наблюдается довольно часто, особенно в разностях, наиболее богатых глиноземом. Его содержание колеблется в значительных пределах — от долей до нескольких процентов. Наибо-

лее типичная форма выделения — чешуйки и тонкие пластинки размером до 2—3 мм, часто отчетливо различимые макроскопически, располагающиеся всегда вдоль сланцеватости пород. В тектонически нарушенных участках графит образует налеты на зеркалах скольжения.

В масспектрометрической лаборатории МИНХ и ГП им. Губкина В. С. Прохоровым было проведено изучение изотопного состава углерода графитов из ряда образцов высокоглиноземистых гнейсов (табл. 31).

Таблица 31

Изотопный состав углерода графитов из высокоглиноземистых гнейсов восточной части Русской платформы

Площадь, № скважины	δC^{13}, ‰	Порода
Алакаевская, 7	1,66	Биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовый плагиогнейс (гранулитовая фация)
Баклушинская, 3	2,55	Мигматит биотит-гранат-кордиерит-силлиманитового плагиогнейса и плагиогранита (гранулитовая фация)
Ямашинская, 215	2,70	То же
Черниговская, 21	3,39	Высокоглиноземистый плагиогнейс гранулитовой фации, переработанный интенсивным кислотным выщелачиванием

Полученные значения δC^{13} колеблются в пределах, близких к таковым в графитах из докембрийских сланцев и гнейсов других районов Русской платформы и Алданского щита (А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1970). Примерно такие же интервалы колебаний δC^{13} известны для углерода, выделенного из заведомо биогенных образований. Эти данные также подтверждают предположение о первично осадочном генезисе описываемых пород и возможности накопления в них органического материала.

Вместе с тем, следует учитывать, что изотопный состав архейских гнейсов несет на себе следы значительной метаморфической переработки, неоднородность которой может быть причиной довольно большого разброса полученных значений. В этой связи обращает на себя внимание графит из высокоглиноземистого гнейса Черниговской площади Куйбышевского Завольжья (см. табл. 30, анализ 4), значительно измененный поздними процессами кислотного выщелачивания, в результате которых в породе появились новообразованные мусковит, фибролит, кварц. Графит явно перекристаллизован, произошла его концентрация в отдельных зонах. Породы трещиноваты, по геофизическим данным, они располагаются в зоне разлома. Столь интенсивная переработка могла привести к обогащению легким изотопом углерода ($\delta C^{13} = 3{,}39\%$).

Изучение битуминозности пород фундамента проводилось многими исследователями. За исключением единичных случаев нахождения нефти в погребенных корах выветривания, поступление которой связывали с латеральной миграцией из примыкающих осадочных отложений, содержание битумоидов оказывается либо очень невысоким ($n \cdot 10^{-4}$—$n \cdot 10^{-3}\%$), либо они полностью отсутствуют (Лапинская и др., 1967).

В большинстве случаев отмечалась связь более высоких содержаний битумоидов не с какими-либо осредненными типами пород, а с наиболее трещиноватыми зонами фундамента. При этом люминесцентно-микроскопические исследования показали, что наиболее часто битумо-

иды приурачиваются к мельчайшим трещинам в породах и к значительно измененным зернам полевых шпатов, т. е. имеют явно вторичное происхождение. Новая серия анализов, проведенных в лаборатории МИНХ и ГП им. Губкина Н. Г. Зиминой для образцов высокоглиноземистых пород из различных районов Волго-Уральской области (люминесцентно-битуминологический анализ с применением последовательно хлороформного и спиртобензольного растворителей), показала, что некоторое повышение содержания легкого маслянистого битума (до 0,0012%) сопутствует обычно повышению общего содержания свободного углерода (0,46—0,35%) и часто наблюдается в графитосодержащих разностях. Восстановление первичного облика высокоглиноземистых графитоносных гнейсов проводилось с помощью петрохимической диаграммы Н. А. Доморацкого (Горина и др., 1969), на которой большая часть анализов высокоглиноземистых гнейсов и сланцев располагалась в поле первично осадочных образований.

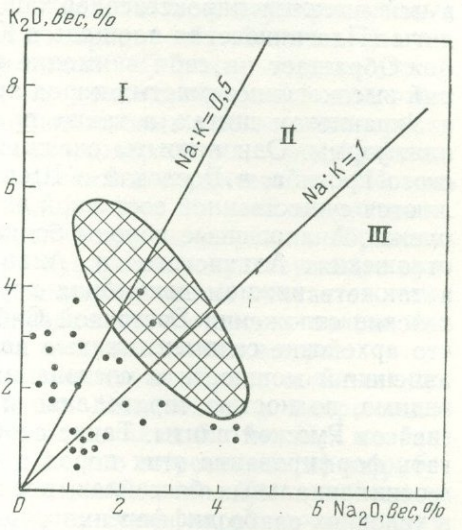


Рис. 59. Сопоставление состава метапелитов фундамента Русской платформы (точки) со средним составом глинистых пород (по Маракушеву, 1971): миогеосинклиналей (I), эвгеосинклиналей (II), протогеосинклиналей (III)

Заштрихованное поле — слабометаморфизованные пелитовые отложения складчатых зон Японии (Miyashiro, Haramuto, 1966)

Анализ полученных результатов позволяет предположить, что глинистые породы, из которых формировались большечеремшанские высокоглиноземистые и в том числе графитоносные гнейсы, содержали довольно свежие переотложенные продукты выветривания, полученные в значительной степени за счет разрушения основных магматических и метаморфических пород.

Возможность восстановления тектонической обстановки формирования метапелитов рассматривалась в работе А. А. Маракушева и др. (1971). Авторами показано, в частности, что отношение Na : K в пелитах протогеосинклинальных структур Тихоокеанского кольца близко к 1, в эвгеосинклиналях оно колеблется от 1 до 0,5, а пелиты миогеосинклиналей являются наиболее калиевыми (Na : K<0,5). Нанесение результатов анализов высокоглиноземистых пород Волго-Уральской области на диаграмму А. А. Маракушева (рис. 59) показывает, что они вообще отличаются несколько меньшей щелочностью. Естественно, что аналогии глубокометаморфизованных древних пород с кайнозойскими пелитами Тихоокеанского кольца ожидать вряд ли возможно. Вместе с тем, если снять региональный фон гранитизации, в той или иной мере сказывающейся на описываемых породах, и исключить наиболее измененные гранитизацией разности, то преобладающее количество точек расположится в полях метапелитов эвгеосинклиналей и протогеосинклиналей.

Генетический тип первичных глинистых отложений может быть уточнен путем сравнения их состава со средним химическим составом магматических пород по методу, предложенному В. К. Головенком (1966) для высокоглиноземистых сланцев среднепротерозойской пурпольской свиты Байкальской горной области.

Петрохимическая близость многих высокоглиноземистых пород Волго-Уральской области к основным магматическим и супракрустальным образованиям отрадненской толщи и в то же время первично глинистый характер их заставляет предполагать наличие длительного кон-

тинентального перерыва, разделявшего процесс осадконакопления в архее, во время которого формировалась кора выветривания отрадненских пород, впоследствии переотложившаяся и давшая начало большечеремшанской существенно глинистой толще. Подобные перерывы отмечались в архее многими исследователями (Фролова, 1962, Лазько и др., 1968).

Наряду с глинистым материалом из выветривающихся основных пород в бассейны, видимо, выносилось большое количество железа и щелочноземельных металлов, что и обусловило значительную дифференцированность литохимического состава большечеремшанской толщи — в ней имеются пироксенсодержащие гнейсы и сланцы и даже диопсидиты (Плотниковская площадь в Куйбышевской области).

Обращает на себя внимание широкая распространенность формаций высокоглиноземистых пород архея, которые известны на Балтийском и Украинском щитах, а также практически в пределах всей Русской платформы. Они вскрыты скважинами вдоль северного борта Пачелмского прогиба, в Боенской и Щелковских скважинах Подмосковья, являются существенной составной частью архейского прибалтийского комплекса. Аналогичные породы большой мощности встречены в архейских отложениях Алданского и Анабарского кристаллических массивов, а также в нижнем докембрии других континентов. Исследовавшая архейские отложения Восточной Сибири Н. В. Фролова (1962) отмечает, что архейские седиментогенные породы «не имеют каких-либо резких изменений мощности и состава на очень большом пространстве», что, видимо, полностью справедливо и для формации высокоглиноземистых гнейсов Русской плиты. Такие особенности дают основание предполагать формирование этих пород в несколько иных, чем фанерозойские, геосинклинальных бассейнах, прежде всего гораздо более обширных, и в условиях слабо дифференцированных тектонических движений.

Наличие в высокоглиноземистых породах в качестве весьма частого компонента послойно располагающихся чешуек графита позволяет говорить о первичной обогащенности этих существенно морских осадков органическим веществом.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ ПЛИТЫ В ПРЕДЕЛАХ ТАТАРСКОГО СВОДА

Дорифейский кристаллический фундамент Татарской системы сводовых поднятий, протягивающейся от Предуральского до Предтиманского прогибов, изучен к настоящему времени по керну более 2500 скважин. О возрасте и природе пород фундамента высказывались многие исследователи (Варданянц и др., 1966; Лапинская, Богданова, 1972; Ситдиков, Полянин, 1972). Изучению первичной природы глубокометаморфизованных докембрийских образований фундамента предшествовали многолетние детальные петрографо-петрологические исследования и подробное изучение метаморфизма архейского и протерозойского супракрустальных комплексов. Проводилось также изучение (калий-аргоновым методом) радиологического возраста пород (Гаррис, Постников, 1969 и др.).

Архейский амфиболито-гнейсово-мигматитовый суперкрустальный комплекс представлен тремя толщами: приказанской, черемшанской и иксской.

В составе наиболее древней приказанской, или волжско-вятской толщи преобладают двупироксеновые и другие плагиогнейсы, амфибо-

литы и их мигматиты, а также чарнокиты (от эндербитов до гиперстеновых гранитоидов). Породы образуют полосы северо-восточного простирания, чередуются в плане и в разрезах скважин с биотит-плагиоклазовыми гнейсами и их мигматитами. Местами в них встречены тела магнетитовых гнейсов, эулизитов, эклогитоподобных пород. Вместе с тем характерно почти полное отсутствие глиноземистых пород и гранатсодержащих парагенезисов.

Черемшанская, или нижнекамско-черемшанская толща слагается главным образом глиноземистыми графитосодержащими гнейсами: гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовыми, гранат-биотитовыми, гиперстен-гранат-биотитовыми с подчиненным количеством двупироксеновых кристаллических сланцев, амфиболовых и гранат-амфиболовых плагиогнейсов и амфиболитов, нередко гранатовых. Породы черемшанской толщи повсеместно мигматизированы и гранитизированы, содержат большое количество тел плагиоклаз-микроклиновых «метасоматических» гранитоидов, в том числе эпидот- и гранатсодержащих. Среди последних встречены гранитоиды типа житомирских и бердичевских. Исходный материал черемшанской толщи накапливался, по всей вероятности, за счет размыва и терригенной дифференциации древнейших образований приказанской толщи, с добавлением продуктов сопутствующего вулканизма и магматизма. Поэтому черемшанская толща считается нами моложе (в пределах архея), чем приказанская. Мощность толщи, повидимому, была значительная, порядка нескольких километров.

Икская толща преимущественно мигматитовая. Среди подавляющего количества плагиоклаз-микроклиновых мигматитов и микроклиновых (калиевых) гранитоидов присутствуют реликты биотитовых плагиогнейсов, при резко подчиненном количестве (по встречаемости) амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Для гнейсов и амфиболитов характерно почти полное отсутствие пироксен- и гранатсодержащих ассоциаций в незначительном количестве скважин обнаружены реликты глиноземистых гнейсов (Лапинская, Богданова, 1972). На наш взгляд, икская толща сформировалась путем интенсивной мигматизации и гранитизации первично терригенных аркозово-песчаных осадков, обусловивших обилие калиевых гранитоидов, как это отмечается для других регионов (Маракушев и др., 1971). Возрастное положение икской толщи пока четко не установлено, но возможно, что она в пределах архея Татарского свода является наиболее молодой.

Протерозойский супракрустальный комплекс в настоящее время можно подразделить на три толщи или свиты: сармановскую, кукморскую и унийскую. Изученность геолого-тектонического положения протерозойских образований пока слабая, ибо они вскрыты к настоящему времени единичными скважинами, часто удаленными друг от друга на десятки и даже сотни километров. Тем не менее они представляют большой интерес по ряду причин: во-первых, они являются сравнительно слабо метаморфизованными и не гранитизированными породами, весьма своеобразными по литолого-петрографическим особенностям; во-вторых, их территориальное размещение, особенности метаморфизма крайне интересны для понимания геолого-тектонической эволюции региона в протерозойское время.

К сармановской толще, или свите, по Лапинской, Богдановой (1972), нами относятся плотные тонкозернистые амфиболиты Сармановской скв. 61 и Т.-Тамакской скв. 529, жедритовые, куммингтонит-роговообманковые, актинолитовые и другие кристаллосланцы, вскрытые в мобильной зоне между «южным» и «северным куполами» Татарского свода. Сармановская толща, к которой могут быть отнесены также и турмалинсодержащие микрогнейсы Грахани, гематитовые кварцито-песчаники Янги-Аула и подобные им породы, по возрасту соответствует, на наш взгляд, пебозерской (гимольский, парандовской) и другим нижне-

протерозойским сериям Балтийского щита, криворожской серии Украины и михайловской толще курской серии КМА. Цифры радиологически определенного (калий-аргоновым методом) возраста пород этой толщи (1200—1500±50 млн. лет) не согласуются с геологическими представлениями, так как прорывающие их неметаморфизованные габбро-диабазы рифея по абсолютному возрасту нередко являются даже более древними.

Кукморской свитой мы предлагаем называть недавно вскрытые на Кукморском выступе Татарского свода гранат-кианит-плагиоклаз-двуслюдяные турмалинсодержащие кристаллические сланцы. Они обладают почти горизонтальной сланцеватостью и вскрыты здесь Северокупольной скв. 205 в интервале 1653—1757,2 м; вскрытая их мощность составляет более 104 м, из которых верхние 63 м представлены элювиальной корой выветривания. Подобные породы с кианитом вскрыты в составе фундамента востока Русской плиты впервые. Судя по минеральному парагенезису, в котором участвуют кианит, гранат и мусковит, описываемые метапелиты формировались в условиях мусковит-кианит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации умеренно-повышенных давлений (кианитовый тип метаморфизма), чем отличаются от метапелитов унийской свиты, метаморфизованных в условиях низких давлений (андалузитовый тип метаморфизма, по В. А. Великославинскому, 1972). Мы считаем, что кукморская свита представляет собой более глубокие и, следовательно, более древние, чем унийская, «корни» раннепротерозойских отложений, интенсивно размытых средне-верхнепротерозойской и нижнепалеозойской эрозией. По геолого-петрографическим признакам данная свита сопоставима с тикшозерской серией нижнего протерозоя Карелии и, возможно, с низами верхней толщи кейвской серии.

Унийской толщей, или свитой, мы называем андалузит-биотитовые тонкозернистые метапелитовые сланцы, вскрытые профильной скв. 3 у пос. Уни Кировской области, и аналогичные им породы из других пунктов. По целому ряду признаков (например, по наличию в них известковистых конкреций размером до 25—40 см в диаметре) унийская толща является литолого-формационным аналогом ладожской формации Карелии, возраст которой определяется одними исследователями как нижнепротерозойский, другими — как среднепротерозойский. В составе Русской плиты по возрасту к ним близка воронцовская серия Воронежского массива. Определенный калий-аргоновым методом возраст унийских сланцев равен 1967 млн. лет (определения М. А. Гаррис), возраст известковистого роговика из той же скважины — 1683 млн. лет (коллекция Л. А. Варданянца, данные Н. И. Полевой). Этот роговик при детальном изучении оказался известковистой конкрецией, весьма сходной с теми конкрециями, которые, по данным Д. А. Великославинского, являются характерной особенностью нижних толщ ладожской формации.

Трудности восстановления первичной природы исходных образований исследуемых литостратиграфических комплексов заключаются, в первую очередь, в особенностях изучения докембрия востока Русской плиты лишь по материалам глубокого бурения, которые представляют собой керн небольших (4—8 см) диаметров. Несмотря на это, нами сделана попытка конкретизировать существующие представления о первично осадочном и вулканогенно-осадочном составе главных типов гнейсов и сланцев кристаллического фундамента Татарского свода. В этих целях все накопленные за последние 15—20 лет химические анализы метаморфических пород были пересчитаны В. И. Филипповским петрохимическими методами и установлена с некоторой долей вероятности орто-параприрода исследуемых пород. Предполагаемые седиментогенные породы были пересчитаны на исходные компоненты по литохимическому методу О. М. Розена (1970), дополненному В. И. Филипповским.

Протерозойские образования, за исключением некоторых амфиболовых ортосланцев Тлянчи-Тамакского и Уратьминского районов, в подавляющем своем большинстве попали в поле седиментогенных пород, несмотря на то, что разными методами не всегда получены однозначные данные. Вместе с тем, почти все метапелиты и значительная часть кварцитов всеми использованными методами определяются как первично осадочные образования, что уверенно подтверждает наши наблюдения относительно первичной природы. Так, на основании пересчетов В. И. Филипповского установлено, что среди осадочных эквивалентов выше указанных протерозойских образований имели место: известково-глинистые песчаники (мелкозернистые турмалиносодержащие кварц-биотит-хлоритовые сланцы или «микрогнейсы» Граханской скв. 6); слабоизвестковистые хлорит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины (биотит-жедритплагиоклазовые кристаллосланцы Уратьминской скв. 700); тонкопереслаивающиеся глинисто-карбонатные, близкие к мергелям, породы (тонко чередующиеся роговообманковые и кальцит-диопсид-амфиболплагиоклазовые кристаллосланцы Тлянчи-Тамакской скв. 583); гидрослюдистые глины с примесью (20—35%) кварц-полевошпатового материала (мусковит-кварцевые сланцы Уральской скв. 53, Унийской скв. 3 и Северокупольской скв. 205) и др. Реконструкция первичной природы докембрийских кварцитов исследуемого региона несколько затрудняется вследствие их гетерогенности — наряду с кварцитами первично осадочного происхождения имеются также и кварциты, являющиеся продуктами кислотного выщелачивания, аналоги которых детально охарактеризованы и на Алданском щите (Кориковский, 1967).

Архейские образования представляют собой более трудный объект для реконструкции их первичной природы вследствие полиметаморфических и ультраметаморфических преобразований. Для них с помощью петрохимических пересчетов установлено, что среди биотитовых плагиогнейсов отношение магматогенных и седиментогенных пород составляет примерно 2 : 1, гранат-биотитовых — 1 : 1. Глиноземистые гнейсы, содержащие более 20% Al_2O_3, на всех диаграммах ложатся в поле осадочных пород. В то же время, двупироксеновые, биотит-пироксеновые породы, а также значительная часть амфиболитов и чарнокитов обнаруживают состав первично магматических образований. Что касается отдельно чарнокитов, то они распространены в фундаменте Татарского свода в значительной мере. Встречаются все переходные разновидности чарнокитов: от так называемых основных до метадиоритов и реже чарнокит-гранитов. Основные чарнокиты, развитые по основным кристаллосланцам, относятся к магматогенным породам. Однако встречаются также основные кристаллосланцы и чарнокиты, обнаруживающие в разрезах скважин признаки первично осадочного происхождения, такие как тонкое переслаивание с глиноземистыми парагнейсами, отмеченное в Шенталинских, Сулинских и других скважинах.

Таким образом, первичными аналогами основных кристаллосланцев и ортоамфиболитов явились, по-видимому, основные магматические (как эффузивные, так и интрузивные) породы в эффузивно-осадочной толще архея. Аналогами же архейских парагнейсов, парасланцев и параамфиболитов можно считать, вероятно, глинисто-алевролитовые, известковисто-глинисто-алевритовые и алевро-псаммитовые образования с значительной примесью вулканогенного материала.

Резюмируя вышеизложенное, важно отметить, что на востоке Русской плиты в раннедокембрийское время господствовали условия осадконакопления, во многом напоминающие нормально геосинклинальные. При этом субстрат пород приказанской толщи, где четко проявляется ведущее значение первично вулканогенного материала, должен быть отнесен к наиболее древним образованиям архейского комплекса Татарского свода.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АЛЮМИНИЯ И ТИТАНА ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНЫ

Поведение химических элементов в зоне гипергенеза зависит от многих условий и, главным образом, от их способности давать водорастворимые соединения. При этом в части поведения Al и Ti отмечается возможность следующих явлений: а) обособления значительной части Al и Ti в нижних горизонтах кор выветривания; б) совместного извлечения при определенных значениях pH водных растворов Al и Ti, но раздельное их дальнейшее накопление в переотложенных продуктах; в) совместного накопления Al и Ti в переотложенных продуктах при условии их транспортировки в виде коагулятов или взвесей.

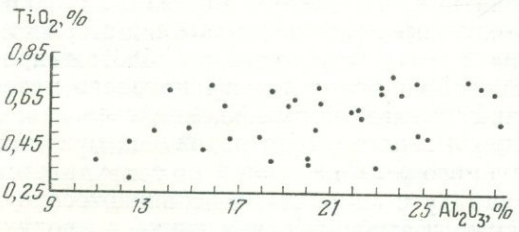


Рис. 60. Соотношение алюминия и титана в сланцах, подстилающих толщи железистых кварцитов (по Н. А. Плаксенко, 1966)

При совместном накоплении Al и Ti часто наблюдается закономерное изменение содержания одного элемента в зависимости от изменения содержания другого. По мнению Н. М. Страхова (1963б), подобная закономерность свойственна как глинам, так и песчано-алевритовым породам. Данные А. П. Виноградова и А. Б. Ронова (1956), также свидетельствуют о том, что во всех стратиграфических разрезах Русской платформы изменение средних величин Al_2O_3 и TiO_2 в глинах идет параллельно. Такая же закономерность наблюдается и в некоторых протерозойских образованиях. Н. А. Плаксенко (1966) установил прямую зависимость между содержанием TiO_2 и Al_2O_3 в сланцах, залегающих на различных стратиграфических уровнях в толще железисто-кремнистых пород Курской магнитной аномалии (рис. 60).

Подобная закономерность установлена и нами для ряда сланцевых горизонтов Криворожско-Кременчугской железорудной полосы (Акименко и др., 1957; Горошников, 1956), а также для дистеновых кварцитов Сущано-Пержанского района и пирофиллитовых сланцев Збраньковского месторождения в пределах Украинского щита (Горошников, 1971). Следовательно, соотношение Al_2O_3 и TiO_2 присуще не только рыхлым послепротерозойским глиноземистым образованиям, но и глубокометаморфизованным первично осадочным глинистым породам докембрия.

Однако детальный анализ соотношения титана и алюминия в бокситах и в глинах различных фациальных профилей показывает, что такая прямая зависимость между окислами алюминия и титана соблюдается не всегда (Бушинский, 1963).

Проведенный анализ соотношения титана и алюминия в силлиманитсодержащих породах докембрия на Украинском щите в высокоглиноземистых породах Кольского полуострова, Патомского нагорья (рис. 61) и Кяхтинского месторождения в Забайкалье (Хлестов, Ушакова, 1963) также показывает отсутствие какой-либо связи между содержанием этих элементов. Такую же картину дал статистический анализ содержания TiO_2 и Al_2O_3 в высокоглиноземистых метаморфических породах упомянутых выше районов (табл. 32). Как видно из таблицы, для высокоглиноземистых пород, находящихся на разных стратиграфических уровнях, будут различны и соотношения содержания титана и глинозема.

Н. М. Страхов (1963б) выделил для бокситов три типа отношения между Al и Ti: а) содержание TiO_2 растет параллельно с увеличением в бокситах содержания Al_2O_3 (упорядоченный тип титанового модуля); б) между содержанием TiO_2 и Al_2O_3 никакой связи нет (неупорядоченный тип титанового модуля); в) титан в породах вообще отсутствует. Н. М. Страховым сделан вывод, что тип титанового модуля зависит только от формы переноса и осаждения Al_2O_3.

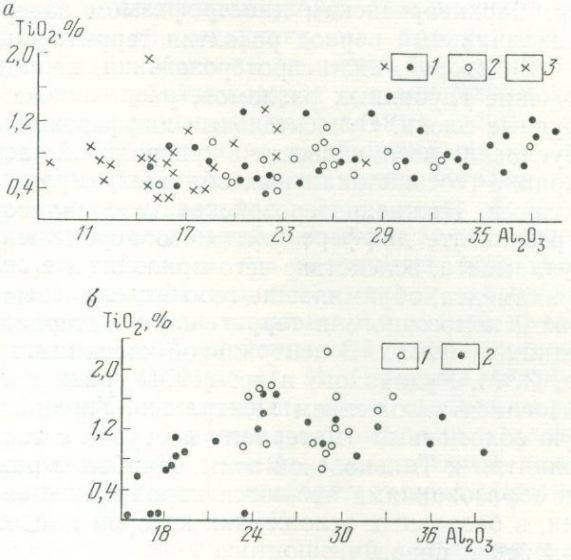


Рис. 61. Соотношение титана и глинозема в высокоглиноземистых породах:

а — Украинский кристаллический щит — *1* — Побужский район, *2* — Приазовский район, *3* — районы железорудных аномалий (по Горошникову, 1971); *б* — *1* — Кольский полуостров (по Белькову, 1963), *2* — Патомское нагорье (по Головенку, 1964)

Наличие в породах Украинского щита глиноземистых разновидностей с неупорядоченным и упорядоченным типами титановых модулей позволяет сделать вывод, что тектоническая обстановка, господствовавшая при выветривании пород и отложении первичного глиноземистого осадка в раннепротерозойское время, в разных структурно-фациальных зонах была различна. Эти различия связаны с особенностями накопления осадков в эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных областях единых геосинклинальных систем.

Геологическая история докембрия Украинского щита начинается с отложения мощной архейской толщи вулканогенных и в меньшей мере осадочных пород, испытавших в верхнеархейское время складкообразование и региональный метаморфизм. Осадочно-эффузивные толщи

Таблица 32

Коэффициент корреляции между Al_2O_3—TiO_2 в высокоглиноземистых метаморфических породах

№ п/п	Район	Коэффициент корреляции	Количество анализов	Характер корреляционной связи
1	Побужский район	0,37	33	Отсутствует
2	Приазовский район	0,30	21	„
3	Районы железорудных аномалий	0,20	25	„
4	Патомское нагорье (тепторгинская серия)	0,06	16	„
5	Свита Кейв (Кольский полуостров)	0,12	16	„
6	Кяхтинское месторождение	0,20	102	„
7	Сущано-Пержанский район (кварциты)	0,72	19	Положительная значимая
8	Пирофиллитовые сланцы Збраньковского месторождения	0,80	21	То же

Примечание: Анализы взяты из работ: 4 — В. К. Головенка (1964); 5 — И. В. Белькова (1963); 6 — В. В. Хлестова и Е. Н. Ушаковой (1963).

архейского возраста свидетельствуют о накоплении осадочного материала в геосинклинальных или субгеосинклинальных условиях. Магматизм в эту эпоху носил плагиомигматитовый и плагиогранитовый характер. Верхнеархейским диастрофизмом завершился длительный субгеосинклинальный период развития территории Украинского щита.

Во второй, нижнепротерозойский, период развития произошло заложение глубинных разломов, разделивших архейские образования на крупные блоки. Относительные дифференциальные перемещения блоков обусловили возникновение в центральной части щита и на восточной его окраине геосинклинальных областей, ограниченных и разделенных поднятиями. Нижнепротерозойская геосинклинальная область заложилась в результате дифференциального перемещения глыб блокированного фундамента, вследствие чего приподнятые складчатые блоки архейского фундамента, обрамлявшие геосинклинальные области, послужили источником хемогенного и терригенного материала, накапливавшегося в соседних прогибах. В центральной части щита, по мнению Я. Н. Белевцева, П. М. Рудницкого и др. (1971), раннепротерозойский цикл характеризовался заложением Центрально-Украинской геосинклинали, в которую обломочный материал поступал с территории Приднепровского поднятия и Тальновской зоны. Наиболее ранними нижнепротерозойскими образованиями являются породы нижней свиты криворожской серии, в базальных отложениях которой найдены гальки более древних — архейских пород.

История геологического развития Украинской железорудной провинции проанализирована Г. И. Каляевым (1965), который подчеркивает в своей работе возможность длительного параллельного развития эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных областей. Это обстоятельство имеет большое значение для понимания условия осадконакопления в различных структурно-фациальных зонах. Процессы механической и химической дифференциации обусловили вынос кремнезема и железа из пород, подвергавшихся разрушению, в эвгеосинклинальные зоны с одновременным или несколько более поздним накоплением в других фациальных условиях (а именно — в миогеосинклинальных) осадков, обогащенных глиноземом. Поэтому широкое развитие нижнепротерозойских железорудных пород, на что обращал внимание еще И. В. Бельков (1960), определило образование высокоглиноземистых осадков в сопряженных структурно-фациальных зонах единого геосинклинального прогиба.

Особенности литологического состава пород нижней и средней свит криворожской серии позволяют высказать предположение, что тектонический режим во время накопления осадков в эвгеосинклинальной области не отличался относительной пассивностью. Действительно, чередование, например, железисто-кремнистых и сланцевых пород свидетельствует о периодичности хемогенного и терригенного режимов осадконакопления, что могло иметь место при колебательных движениях дна бассейна на фоне общего погружения геосинклинальной системы. Пассивные моменты жизни эвгеосинклинали характеризовались сносом в бассейн и накоплением в нем хемогенных осадков и, наоборот, в периоды интенсивного опускания дна бассейна в него поступали терригенные продукты, давшие горизонты сланцевых пород. Близость питающих провинций обусловила снос с них дезинтегрированного материала в периоды резких колебательных движений дна бассейна в виде механических обломков и взвесей, что и определило совместную миграцию и накопление титана и глинозема в сланцевых породах железорудных свит.

Другая обстановка господствовала во внешних областях геосинклинали во вторую половину раннепротерозойского цикла (Каляев, 1965). Мощные толщи терригенных осадков начала этого цикла отла-

гались в миогеосинклиналях в мелководной зоне обширного морского бассейна, когда питающая область суши представляла собой медленно поднимающуюся горную систему. Господствовавший в этих областях на длительном отрезке времени режим прогибания геосинклинальной области и медленного воздымания обрамляющих ее платформенных блоков архейского фундамента характеризовался периодами устойчивого преобладания химического выветривания пород при медленном сносе дезинтегрированного материала в миогеосинклинальные зоны. Эти периоды определяли раздельное мигрирование из областей сноса Al и Ti в области накопления. Чередование сланцевых толщ, богатых глиноземом, псаммитового терригенного материала и хемогенных образований в виде карбонатных и магнезиально-карбонатных осадков говорит о периодичности изменений условий сноса при накоплении этих толщ, что, очевидно, было связано с периодическим воздыманием и выравниванием рельефа в областях сноса, сопровождающимися сменой процессов химического выветривания пород их механической дифференциацией. Здесь уместно упомянуть высказывание Н. М. Страхова, который отмечает, что «хотя для геосинклинальных зон на обеих стадиях их развития характерен активный режим, временами на ограниченных площадях тектонические движения становятся вялыми, тектонический режим пассивным, а осадочное породообразование приобретает ярко выраженный платформенный характер» (Страхов, 1963б).

Таким образом, результаты изучения соотношений алюминия и титана в глиноземистых седиментогенных породах дают возможность уточнить условия тектонического развития той или иной области древней геосинклинальной системы.

ЭПОХИ ГИПЕРГЕНЕЗА И ДРЕВНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ДОКЕМБРИЯ КРИВОРОЖСКОГО БАССЕЙНА

Докембрийский период развития Криворожского бассейна характеризуется сложными геологическими процессами, выражающимися в чередовании эпох созидания, мобилизации вещества, осадконакопления, магматизма и сопутствующего ему метаморфизма, с одной стороны, и эпох разрушения — физического и химического выветривания — с другой. В пределах Криворожской геосинклинали выделяются следующие эпохи гипергенеза: верхнеархейский гипергенез (до отложения криворожской протерозойской серии); нижнепротерозойский; протерозойский; постпротерозойский; кайнозойский (табл. 33) гипергенез.

Верхнеархейская эпоха гипергенеза фиксируется по глубокому неоднородному размыву архейских сооружений, в связи с чем отложения протерозоя залегают на разновозрастных геологических комплексах архейских пород. В базальном горизонте протерозоя присутствуют валуны архейских безрудных кварцитов, плагиоклазовых гранитов и в разной степени измененных зеленокаменных пород.

Кора древнего выветривания изучена нами как на плагиогранитах, так и на покровных и дайковых основных породах Саксаганского района. В настоящее время эта кора соответственно представлена серицит-кварцевыми, кварц-биотит-серицитовыми и биотит-серицитовыми породами и сланцами. При этом для древней коры выветривания гранитоидов характерно присутствие реликтов ксенобластов гранитного кварца, зачастую сильно трещиноватых и корродированных.

Как следует из сравнения химических анализов исходных пород и продуктов их выветривания, в последних происходил частичный вынос кальция и натрия; железо и магний выносились в верхних горизонтах коры. Совершенно противоположная картина наблюдается для окиси калия: содержание ее увеличивается от свежих пород к выветрелым (табл. 34, 35).

Таблица 33

Характеристика древних кор выветривания Криворожского бассейна

Древняя кора	Возраст	На каких породах образована	Главные компоненты (—) вынос; (+) привнос	Первоначальный минеральный состав коры стадий выветривания: начальной	Первоначальный минеральный состав коры стадий выветривания: конечной	Наложенные процессы	Современный минеральный состав коры стадий выветривания: начальной	Современный минеральный состав коры стадий выветривания: конечной	Первоначальный геохимический тип коры (по К. И. Лукашеву, А. А. Гузовскому)	Полезные ископаемые
Подаркозовая	Верхнеархейский	Плагиогранитах, покровных и дайковых эпидиабазах	(—) CaO, MgO, H_2O_3, FeO, Na_2O; (+) K_2O, H_2O	Гидрослюдистый	Глинистый (каолинитовый)	Метаморфизм, карбонатный метасоматоз	Биотитплагиоклазовые породы, биотит-кварцевые сланцы	Серицит-кварцевые сланцы, те же породы с кальцитом	Сиаллитно-щелочной	Проявления сульфидной минерализации
Подтальковая (наложенная) и тальковая поджелезорудная	Нижнепротерозойский	На „подаркозовой коре“ на ультрабазитах (?)	(—) CaO, Fe_2O_3, Na_2O, K_2O; (+) MgO, FeO, H_2O	Гидрохлоритовый и гидрохлорит-глинистый	Гидромагнезиально-силикатный	Метаморфизм, метасоматические процессы	Хлорит-серицит-кварцевые сланцы	Хлорит-тальковые и тальковые сланцы	Сиаллитно-магнезиальный	Магнезиальные огнеупоры
Железорудная площадная	Протерозойский	На железистых роговиках и джеспилитах	(—) SiO_2, CaO, MgO; (+) H_2O	Гидроокислы железа и кварц	Гидроокислы железа	Метаморфизм метасоматические процессы, пневматогидратогенные проявления	Магнетит-железослюдковые роговики и джеспилиты	Магнетит-железослюдковая руда	Ферритный	Магнетит-железослюдковые железные руды
Железорудная линейная	Постпротерозойский	На породах железорудной формации	(—) SiO_2, CaO, MgO; (+) H_2O	Гематит, кварц, гидроокислы железа, глинистые минералы	Гематит, гидроокислы железа, глинистые минералы	Отсутствуют за исключением гипергенных жильных образований, местное окварцевание	Гематит, кварц, гидроокислы железа, глинистые минералы	Гематит, гидроокислы железа, глинистые минералы	Ферритно-аллитный	Железные руды типа „синька“, „краско-синька“ „краска“, „сыпучка“, „шелестуха“

Таблица 34

Вещественный состав исходных пород и их кор выветривания в Криворожском бассейне (усредненные данные) *

Древняя кора	Возраст	Исходные породы	Содержание окислов, %																			
			SiO_2		Al_2O_3		Fe_2O_3		FeO		CaO		MgO		Na_2O		K_2O		H_2O		CO_2	
			от	до	от	до	от	до	от	до	от	до	от	до	от	до	от	до	от	до	от	до
Подаркозовая	Верхнеархейский	Плагиограниты	67,1	73,3	12,0	17,8	1,3	2,8	2,4	4,0	1,1	5,0	1,3	2,2	3,2	5,1	1,1	2,3	0,0	1,1	0,0	0,7
			67,3	70,1	14,2	23,1	1,1	4,6	1,2	2,1	0,0	3,4	0,0	1,2	0,0	0,9	5,1	7,6	1,1	3,5	0,0	2,0
		Покровные эпидиабазы (метабазиты)	47,2	52,4	14,6	16,9	0,8	4,2	5,1	11,6	6,0	14,4	6,1	9,3	0,6	3,1	0,0	4,2	0,0	1,3	0,0	4,5
			50,5	55,9	15,9	25,9	0,0	3,1	1,6	7,7	0,0	2,1	1,2	3,4	0,0	0,6	4,0	8,3	1,0	4,2	0,0	2,1
		Дайковые эпидиабазы	45,5	50,8	14,1	18,6	0,8	2,2	6,2	11,4	3,1	5,6	8,3	10,1	0,4	2,5	5,1	6,7	0,0	2,1	0,0	0,6
			45,1	50,4	15,2	20,8	1,0	3,2	7,2	10,6	0,0	1,1	3,2	4,4	0,0	1,3	7,0	9,4	0,9	3,4	0,0	3,2
Подтальковая	Нижнепротерозойский	Плагиограниты	67,1	73,3	12,0	17,8	1,3	2,8	2,4	4,1	1,1	5,0	1,3	2,2	3,2	5,1	1,1	2,3	0,0	1,0	0,0	0,7
			57,6	68,2	11,7	15,1	0,0	2,2	3,6	8,9	0,0	2,5	2,1	15,6	0,0	3,1	0,0	3,5	2,1	8,4	0,0	1,8
Тальковая железорудная		Пикритовые лавы и туфы	37,0	50,6	5,4	25,3	0,7	10,8	6,4	11,3	0,8	17,4	11,7	29,2	Сл.	0,8	Сл.	0,1	6,2	10,2	Сл.	10,5
			40,0	45,1	7,0	11,1	20,5	32,1	0,0	1,7	1,1	2,0	5,2	9,3	0,0	0,4	0,0	0,2	4,0	8,5	0,8	2,0
Железорудная площадная	Протерозойский	Железистые роговики и джеспилиты	27,5	45,5	0,0	2,4	35,8	60,1	15,2	25,0	0,0	2,4	0,0	2,5	0,0	0,3	0,0	0,2	0,0	0,7	0,0	1,5
			5,1	20,6	0,0	2,2	50,0	70,8	0,0	16,5	0,0	2,1	0,0	2,5	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	1,2	0,0	1,5
Железорудная линейная	Постпротерозойский	Железистые роговики и джеспилиты	27,5	45,5	0,0	2,4	35,8	60,1	15,2	25,0	0,0	2,4	0,0	2,5	0,0	0,3	0,0	0,2	0,0	0,7	0,0	1,5
			5,0	20.1	0,0	2,0	50,8	80,1	0,1	5,2	0,0	0,5	0,0	0,2	0,0	0,1	0,0	0,1	1,0	2,2	0,0	1,1
		Железистые (хлоритовые и др.) сланцы	23,0	32,5	10,8	20,1	10,1	32,7	2,1	30,7	0,1	3,2	4,5	8,9	0,0	0,3	0,0	0,1	4,0	7,5	0,0	1,4
			5,1	20,1	15,5	25,0	28,7	60,4	0,1	5,7	0,1	0,5	0,0	1,1	0,0	0,1	0,0	0,2	5,1	10,7	0,0	0,4
		Диабазы	48,0	55,5	13,1	19,7	5,0	7,4	7,6	9,9	8,0	11,2	6,1	8,5	2,9	4,0	0,5	1,3	0,5	2,3	0,0	0,6
			20,1	35,6	18,0	26,2	42,4	50,6	0,1	1,7	0,1	2,5	0,3	4,1	0,1	0,5	0,0	0,3	2,0	7,2	0,0	1,8

* В числителе — исходные породы, в знаменателе — конечные продукты выветривания.

Таблица 35

Содержание основных компонентов SiO_2. Al_2O_3. Fe_2O_3 (пересчитанные на 100%) в конечных продуктах древних кор выветривания Криворожского бассейна

Древняя кора	Возраст	Исходные продукты	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
Подаркозовая	Позднеархейский	Плагиогранит	74	22	4
		Покровные метабазиты	66	25	9
		Эпидиабазовые дайки	62	23	15
Подтальковая	Раннепротерозойский	Плагиограниты	75	18	7
Тальковая поджелезорудная		Пикритовые лавы и туфы	68	26	6
Железорудная площадная	Протерозойский	Железистые роговики и джеспилиты	13	2	85
Железорудная линейная	Постпротерозойский	Железистые роговики и джеспилиты	12	1	87
		Хлоритовые сланцы	13	10	77

Судя по вещественному составу и наблюдаемой зональности коры, палеогеографические условия ее формирования соответствовали гумидному климату, при преобладании глинистого выветривания сиалитного типа.

Непосредственные продукты переотложения охарактеризованной верхнеархейской коры выветривания исследованы в трех пунктах: в северной части Саксаганской полосы, на участке рудников им. В. И. Ленина и Розы Люксембург, в поле шахт «Новая-Южная» и 50-летия газеты «Правда», рудника им. Карла Либкнехта и на юге, в районе рудника им. Ильича. Во всех этих случаях вещественный состав сланцевых компонентов переотложенных продуктов очень близок составу самой коры выветривания.

Продукты переотложения верхнеархейской коры выветривания можно видеть во всей аркозо-филлитовой толще криворожской серии кристаллических сланцев. Залегающая на древней верхнеархейской коре выветривания нижнепротерозойская конгломерат-аркозо-филлитовая свита образовалась как нормальная трансгрессивная кластогенная толща в условиях первого этапа формирования Криворожской синклинали и была перекрыта субаквальными эффузивами, позднее превращенными в тальковые сланцы, истинный характер которых был установлен далеко не сразу (Лучицкий, 1934; Половинкина, 1955).

В центральной части бассейна вертикальные перемещения, сопутствовавшие излиянию ультраосновной магмы, были так велики, что поднимали поверхность пенеплена высоко над уровнем моря. В таких местах под влиянием гипергенеза шли процессы поверхностного разрушения, в результате которых вся аркозо-филлитовая толща была размыта, и на поверхности древней коры выветривания плагиогранитов местами образовались промоины (поле шахты «Гигант»). При этом поверхностные воды, обогащенные магнием при размыве только что излившихся ультраосновных лав, проникали в ранее образованную площадную «подаркозовую» сиалитную кору выветривания гранитов, что определило развитие вторичной, наложенной, в понимании И. И. Гинзбурга (Гинзбург, 1963), коры выветривания.

Переслаивание тальковых сланцев с псаммитовыми и даже псефитовыми слоями — отложениями поверхностных потоков — может быть интерпретировано, как результат подъема и интенсивного выветривания только что излившихся лав, как предполагает Н. А. Елисеев (1929) в отношении аналогичных образований Сегозера в Карелии.

Вполне возможно, что слои кварц-карбонат-хлорит-тальковых сланцев представляют собой продукты переотложения верхних горизонтов этой древней коры выветривания, как и прослои и линзы существенно тальковых пород среди сланцев — низов железорудной формации (Назаров, 1960).

Последующее монотонное хемогенно-органогенно-пелитогенное циклическое осадконакопление кремнисто-железистых и кремнисто-илистых тонкоритмических толщ в постепенно погружающихся геосинклинальных бассейнах было прервано среднепротерозойским тектоническим циклом. В результате местных поднятий наступила новая протерозойская эпоха гипергенеза, вызвавшая неравномерный размыв железорудной формации. При этом происходило выветривание приповерхностных частей толщи, железосодержащие минералы которой переходили в гидроокислы железа; последние после метаморфизма были превращены в железную слюдку. Соответствующие образования, относимые к древней метаморфизованной коре выветривания железорудной формации, представлены существенно железослюдковыми роговиками и рудами, залегающими непосредственно под метаморфизованными осадочными рудами низов верхней свиты. Продуктами переотложения древней коры железорудной формации являются слои осадочных метаморфизованных железных руд, сланцев и песчаников, а также мелкогалечниковых конгломератов, залегающих в основании верхнего отдела Криворожской серии кристаллических сланцев.

Верхнепротерозойское развитие Криворожской геосинклинали сопровождалось мощными воздыманиями горных сооружений (сложенных преимущественно гранитоидами и древнейшими породами суперкрустального комплекса). В этом этапе можно различить ряд фаз, продуктами осадконакопления которых явились прибрежные грубокластогенные отложения трансгрессирующего моря, затем глинистые фации сероводородного заражения полузамкнутых бассейнов, лагунные фации осолоненных вод и, наконец, мощные молассовые накопления предгорий. Суммарная мощность всех отложений составляет не менее 5—6 км. Заключительной фазой развития Криворожской геосинклинали явилась полная ее инверсия, замыкание и образование на месте прежних морских бассейнов высокогорной страны.

Следующая — постпротерозойская эпоха гипергенеза была весьма длительной, она захватила целый ряд геологических эпох, в течение которых были смыты многокилометровые толщи пород докембрия (в частности, только мощность отложений верхней свиты, уничтоженных размывом в южной части Криворожского бассейна, составляет не менее 4—5 км). Постпротерозойский размыв сопровождался длительным и интенсивным выветриванием железорудных толщ, возможно, в условиях артезианской циркуляции грунтовых вод (Дмитриев, 1965) с весьма глубоким проникновением атмосферных агентов (вода, кислород). Преимущественными путями просачивания метеорных вод в железистых породах могли послужить ранее образованные (в период метаморфизма) зоны метаморфогенного и метасоматически-метаморфогенного оруденения, а также системы трещин в них. В результате в железистых (а частично — и в сланцевых) горизонтах железорудной формации, в местах проявления метаморфогенного оруденения, была образована чрезвычайно глубокая автоморфная кора выветривания. В настоящее время эта кора сохранилась (от последующего размыва) только в виде мощной линейной зоны, на всем протяжении Саксаганского района Криворожского бассейна.

В целом зона линейного выветривания, развитая, главным образом, в пределах так называемых, IV, V и VI железистых горизонтов, имеет ладьевидную форму. В центральной части района, на участках макси-

мального развития метаморфогенных руд, залежи которых служили преимущественными путями циркуляции гипергенных вод, глубина возникших линейных зон выветривания превышает 1,5—2,5 км. Однако в промежутках между ними выветривание распространяется на сравнительно небольшую глубину или отсутствует совсем (Белевцев и др., 1959; Малютин, Ткач, 1968).

По мнению большинства исследователей Криворожского бассейна, окисление происходило в уже складчатых метаморфизованных толщах. Противоположное мнение о дометаморфическом выветривании (Мартыненко, 1950) опровергается всей суммой геологических данных. Верхний возрастной предел периода интенсивного окисления устанавливается присутствием в мартитовых рудах вмытых по трещинам спор карбонового возраста (Кравченко, Тетерюк, 1965). В окисленных рудах и породах линейной зоны выветривания наблюдаются местами более поздние своеобразные процессы цементации, с образованием вторичных гипергенных минералов — гематита, лимонита и цементационного кварца. Образования этого цикла выветривания уже не подвергались позднейшему метаморфизму, хотя и содержат следы подвижек (зеркала скольжения) и пневматогидратогенных выделений (свежий золотосодержащий пирит в «красковых» и «бурожелезняковых» рудах). Безусловно гипергенный более поздний характер имеют крустифицированные жильные выделения сидерита и гетита.

Следует подчеркнуть, что климатические и другие условия образования окисленной железорудной линейной коры постпротерозойского выветривания, несмотря на ряд специальных высказываний (Гинзбург, 1955; Коржинский, 1955), не могут считаться выясненными. Даже самый процесс окисления магнетита — мартитизация — до сих пор является предметом дискуссии, причем одни исследователи полагают, что окисление вызывается вхождением внутрь кристаллической решетки дополнительного кислорода, другие — потерей магнетитом соответствующего количества железа. Указывается также, что при современных условиях земной поверхности процесс мартитизации невозможен (Корнилов, 1968), однако гипергенное образование огромных масс мартита в прошлые геологические эпохи теперь не вызывает сомнений. Высказывалось мнение, что процессы окисления магнетита и выщелачивания кварца были многократно усилены подогревом гипергенных вод в глубинной зоне артезианской циркуляции. Возможно, что процессы окисления (мартитизации), «окрашивания», с одной стороны, и выщелачивания кварца — с другой, были разорваны во времени и протекали при различных геохимических условиях.

Продукты перемыва и переотложения этой коры выветривания, несмотря на продолжительность и интенсивность процесса гипергенеза, не обнаружены. Это, конечно, совершенно естественно, если учесть, что наблюдаемая ныне линейная зона окисления железорудой формации, вероятно, представляет собой лишь глубокие корни сохранившейся от размыва сверхмощной и сложной по строению линейно-площадной коры.

ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ ПРИАЗОВЬЯ

Кристаллический фундамент Приазовского массива сложен преимущественно глубокометаморфизованными докембрийскими образованиями, представленными различными по составу гнейсами и кристаллическими сланцами, амфиболитами и кальцифирами, полевошпатовыми, слюдистыми и магнетитсодержащими кварцитами, мигматитами, анатектическими и палингенными гранитоидами. Указанные породы образовались в процессе регионального метаморфизма и ультраметамор-

физма первичных вулканогенных, осадочно-вулканогенных и главным образом осадочных толщ.

В пределах региона четко устанавливаются два типа разрезов метаморфических пород. К первому типу относятся глубокометаморфизованные первично вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования (пироксен- и амфиболсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты, метаультрабазиты, анатектические гранодиориты и диориты) западно-приазовской серии архея, слагающие крупную региональную структуру первого порядка — Салтычанский антиклинорий.

Совершенно иной тип разрезов характерен для участков крупных синклинальных структур первого порядка (Корсакского синклинория, Белоцерковской и Центрально-Приазовской синклиналей), примыкающих к Салтычанскому антиклинорию соответственно с запада, севера и востока. В разрезах этих участков широко распространены биотитовые, гранатовые, графитовые, высокоглиноземистые гнейсы, мраморы и кальцифиры, мономинеральные, слюдистые, полевошпатовые и пироксен-магнетитовые кварциты, мигматиты и анатектические плагиограниты, относящиеся к центрально-приазовской серии нижнего протерозоя.

В процессе комплексного литолого-петрографического, формационного, петрохимического и геохимического изучения (Сидоренко, Лунева, 1961; Сидоренко, 1967; Лунева, 1972) получены прямые доказательства первично осадочной природы гнейсовых образований центрально-приазовской серии (Полуновский, 1969; Полуновский и Белевцева, 1971; Каныгин, 1973). Основными признаками первичноосадочной природы этих пород являются: стратифицируемость их в разрезах, наличие базальных горизонтов метагравелитов и метаконгломератов, седиментационной ритмичности, горизонтальной и косой слоистости, бластопсаммитовых структур, регенерированных зерен отдельных минералов.

При детальном послойном описании разрезов Центрально-Приазовской синклинали (бассейн рек Берды, Темрюка, Кальчика, Мариупольское рудное поле) и Корсакского синклинория (железорудные месторождения Куксунгур, Корсакское и Ново-Украинское) в них установлена четкая последовательность чередования метаморфических образований, сохраняющаяся по простиранию на десятки километров. В этих же разрезах выделены маркирующие горизонты, представленные мраморами, кальцифирами, магнетитовыми и безрудными кварцитами, графитовыми и высокоглиноземистыми гнейсами. Указанные разновидности метаморфических пород четко фиксируются в разрезах, выдерживаются по простиранию на значительные расстояния и сохраняют основные черты своего минерального и химического состава при самых значительных колебаниях термодинамической обстановки, даже при интенсивном метаморфическом изменении в зоне ультраметаморфизма.

В результате детального изучения разрезов установлено, что: а) по характеру и последовательности чередования пород разрезы центрально-приазовской серии соответствуют типичным разрезам неметаморфизованных осадочных толщ; б) так же как и в разрезах осадочных пород, последовательность и характер чередования метаморфических образований отражают определенные фациальные условия накопления исходных осадков; в) одинаковая или близкая последовательность залегания определенных типов пород и наличие маркирующих горизонтов позволяют уверенно сопоставлять и увязывать разрезы различных участков.

Основным результатом комплексного изучения и сопоставления разрезов явилось стратиграфическое расчленение центрально-приазовской серии на четыре свиты (снизу вверх: темрюкскую, сачкинскую, каратышскую и осипенковскую), отвечающие четырем крупным седиментационным циклам.

В метаморфической толще Мариупольского рудного поля выделены (Каныгин, 1973):

1. Пачка карбонатных пород (верхняя часть разреза Темрюкской свиты) мощностью от 50 до 400 м, сложенная мраморами, кальцифирами и диопсид-плагиоклазовыми сланцами.

2. Пачка мигматизированных существенно терригенных пород (нижняя часть разреза сачкинской свиты) мощностью 400—500 м, сложенная биотитовыми, гранатовыми гнейсами и полевошпатовыми кварцитами. В основании пачки отмечен базальный горизонт метагравелитов и метаконгломератов.

3. Железорудная пачка мощностью от 10 до 205 м, сложенная магнетит-пироксеновыми, пироксен-магнетитовыми и гранат-магнетит-пироксеновыми кварцитами, биотитовыми гнейсами и амфибол-пироксеновыми кристаллическими сланцами.

4. Пачка кристаллических сланцев мощностью 40—160 м, сложенная пироксеновыми, биотит-пироксеновыми и биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами.

5. Карбонатно-графитовая пачка мощностью 25—105 м, последовательно включающая: базальный горизонт метагравелитов, горизонты высокоглиноземистых, ритмичнослоистых графит-биотитовых и графит-пироксен-биотитовых гнейсов с линзами кальцифиров, горизонты железистосиликатных пород и кристаллических сланцев.

6. Пачка ритмично-слоистых интенсивно мигматизированных биотитовых гнейсов (нижняя часть разреза каратышской свиты) вскрытой мощностью до 500 м. В основании пачки установлен базальный горизонт метагравелитов и метаконгломератов.

Особое внимание в ходе исследований уделено изучению слоистых текстур, бластопсаммитовых структур, регенерированных зерен минералов, седиментационной ритмичности, метагравелитов и метаконгломератов.

Первичная слоистая текстура достаточно четко зафиксирована в большинстве разновидностей метаморфических пород, слагающих разрезы крыльев Центрально-Приазовской синклинали, Мариупольского рудного поля, Куксунгурского месторождения и других участков Корсакского синклинория. Повсеместно она обусловлена закономерным чередованием слойков различного исходного состава, зернистости и окраски.

Горизонтальная слоистость линейного типа наиболее часто наблюдается в мономинеральных, слюдистых и полевошпатовых кварцитах темрюкской (реки Берда, Каратюк, Темрюк, Кальчик) и сачкинской (разрез терригенной пачки Юрьевского участка Мариупольского рудного поля) свит. Слоистость обусловлена чередованием слойков различного состава. Мономинеральный кварцевый состав одних слойков объясняется наличием в исходных кварцевых песчаниках кремнистого цемента. Другие слойки, сложенные обломками кварца или кварца и полевых шпатов, обогащены биотитом, гранатом или силлиманитом. Эти минералы возникли за счет глинистого или карбонатно-глинистого цемента песчаников. Мощности отдельных слойков колеблются от долей миллиметра до 1 см; по простиранию эти мощности сохраняются на значительных расстояниях. Слойки, как правило, группируются в повторяющиеся пачки. Каждая пачка объединяет два слойка, один из которых имеет существенно кварцевый состав, а другой — кварц-полевошпатовый или кварц-полевошпат-слюдистый. Границы между отдельными слойками нерезкие: по мере приближения к полиминеральному слойку в кварцевом слойке постепенно увеличивается количество зерен полевых шпатов, чешуек биотита, а иногда кристаллов граната или силлиманита. Наличие повторяющихся пачек позволяет определять описываемую горизонтальную слоистость как ритмическую и направленно изменяющуюся.

В карбонатных породах горизонтальная слоистость отчетливо проявляется в последовательном чередовании слойков кальцитового или доломитового состава со слойками, обогащенными силикатными минералами (форстеритом, флогопитом, диопсидом).

В биотитовых, гранатовых, высокоглиноземистых и графитовых гнейсах чаще всего наблюдается пологоволнистая слоистость, образование которой связано с эпигенетическим искривлением ранее горизонтальных слойков при тектоническом воздействии. Светлые слойки сложены кварцевыми и полевошпатовыми обломками, сцементированными слюдистыми минералами (кварц-полевошпатовые песчаники с глинистым цементом). В составе темных слойков в одних случаях преобладают слюды, в других — слюды и гранат, слюды и силлиманит или слюды и графит (песчаники с глинистым, известковисто-глинистым цементом, иногда обогащенным органическим веществом). Слюдистые слойки силлиманит-биотитовых гнейсов Юрьевского участка часто обогащены регенерированными зернами циркона, ориентированными параллельно плоскости напластования. Мощность отдельных слойков колеблется от 0,2 до 10 мм.

Косая слоистость установлена в полевошпатовых и слюдистых кварцитах разрезов р. Темрюк и Юрьевского участка. Косослоистые серии видимой мощностью от 0,5 до 2,2 м примыкают друг к другу под углом 10—19°. Мощность отдельных слойков в сериях колеблется от долей миллиметра до 1—3 мм. Тонкие слойки обычно прямолинейны, реже пологоволнистые, всегда параллельны друг другу.

Довольно отчетливая косая слоистость выявлена в метагравелитах базального слоя карбонатно-графитовой пачки Мариупольского рудного поля, а также в биотит-амфиболовых гнейсах одного из участков разреза р. Каратюк (западное крыло Центрально-Приазовской синклинали). На этом участке косослоистые серии мощностью 0,9—1,5 м примыкают друг к другу под углом 7—10°. Мощность отдельных слойков в сериях колеблется от 0,5 до 2 мм; обычно слойки прямолинейны и параллельны друг другу. Слоистость обусловлена различным составом и соответственно окраской соседних слойков. Светлые кварц-полевошпатовые слойки содержат незначительную примесь биотита и амфибола (песчаники с известковисто-глинистым цементом); меланократовые, существенно биотит-амфиболовые слойки, скорее всего, образовались при метаморфизме кремнисто-мергелистых осадков.

На всех участках развития пород центрально-приазовской серии в кварцитах, биотитовых, гранатовых, высокоглиноземистых, графитовых, реже пироксеновых и амфиболовых гнейсах отмечены типичные бластопсаммитовые структуры. В полевошпатовых и слюдистых кварцитах участки с бластопсаммитовыми структурами сложены окатанными и полуокатанными зернами полевых шпатов и кварца, сцементированными скоплениями чешуек хлоритизированного биотита (рис. 62). Очень четкие бластопсаммитовые структуры отмечены в биотитовых и биотит-гранатовых гнейсах (рис. 63). Изредка реликты бластопсаммитовых структур наблюдаются в лейкократовых гранулитах, где окатанные и полуокатанные обломки кварца цементируются агрегатом мелких зерен граната, иногда с примесью чешуек биотита (кварцевые песчаники с известковистым или глинисто-известковистым цементом).

Наряду с первичными структурно-текстурными признаками в кварцитах, биотитовых, гранатовых, высокоглиноземистых и графитовых гнейсах, реже в магнетитовых кварцитах, пироксеновых и амфиболовых гнейсах и кристаллических сланцах отмечаются регенерированные зерна отдельных минералов. Регенерированные зерна кварца установлены в мономинеральных кварцитах с мозаичной структурой, образовавшихся при метаморфизме кварцевых песчаников с кремнистым цементом. При регенерации окатанных и полуокатанных обломков кварца за счет

кремнезема цемента в породе образовались мозаичные агрегаты кварцевых зерен изометричной формы. Первоначальные контуры обломков в регенерированных зернах распознаются по тонкой каемке слюдистых минералов, образовавшихся за счет глинистой примеси в кремнистом

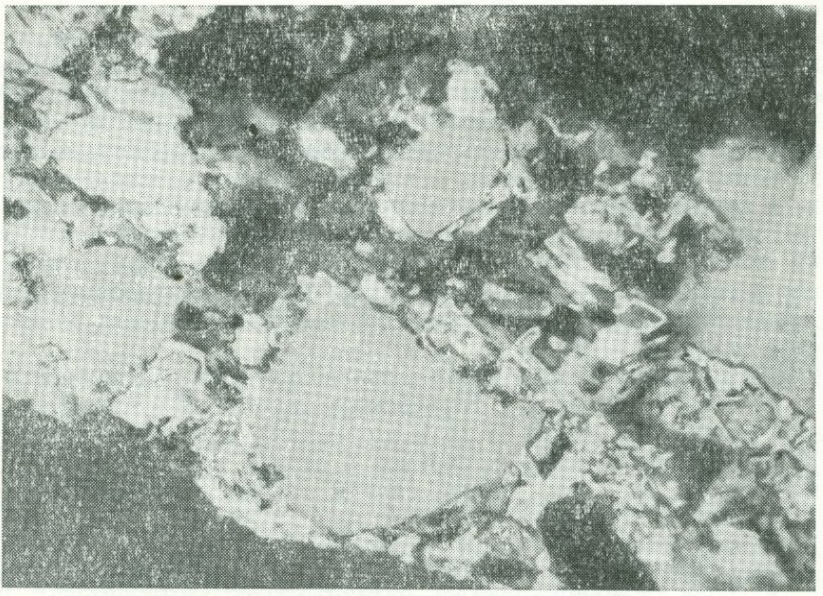


Рис. 62. Бластопсаммитовая структура слюдистого кварцита. Разрез р. Темрюк. С анализатором, ×40

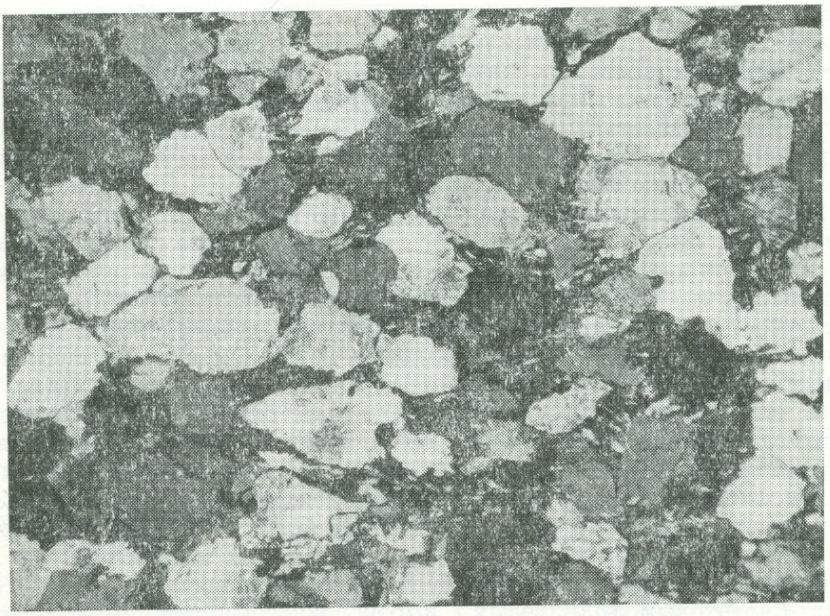


Рис. 63. Бластопсаммитовая структура биотитового гнейса. Разрез р. Берды. С анализатором, ×30

цементе (Юрьевский участок). Во всех указанных выше разновидностях гнейсов и кварцитов часто встречаются регенерированные зерна циркона, реже — апатита. В центральной части зерен четко различа-

ются окатанные или полуокатанные обломки (ядра), обрастающие каймой регенерации.

В породах терригенной, железорудной, кристаллосланцевой и карбонатно-графитовой пачек Мариупольского рудного поля детально изучена седиментационная ритмичность (Каныгин, 1973). В разрезе терригенной пачки каждый из выделяемых ритмов начинается грубо- или крупнозернистым светлым кварцитом, постепенно сменяющимся серым средне-мелкозернистым кварцитом, обогащенным биотитом. Серый кварцит столь же постепенно сменяется биотитовыми, а затем силлиманит-биотитовыми и графит-силлиманит-биотитовыми гнейсами. В этом случае намечаются элементы фациального профиля: песчаник — глинистый песчаник — глина. Регрессивная часть ритмов во всех наблюдавшихся случаях отсутствует (прерывные ритмы). Малая глубина моря и мелкие перемещения береговой линии создавали благоприятную обстановку для образования перерывов, разграничивающих ритмы, сложенные мелководно-морскими отложениями.

Подобного типа ритмичность установлена и для карбонатно-графитовой пачки, в строении которой заметная роль принадлежит известковисто-глинистому материалу. В средних частях ритмов присутствует значительное количество пироксена (биотит-пироксеновые гнейсы) и органических примесей (рис. 64). Верхние части ритмов представлены кристаллическими сланцами основного состава и кальцифирами. Фациальный профиль этих ритмов выглядит следующим образом: песчаник — карбонатноглинистый песчаник — карбонатная глина — глинистый известняк. Ритмы карбонатно-графитовой пачки также являются прерывистыми и отражают мелководные условия осадконакопления. Некоторое возрастание роли карбонатного материала позволяет отнести их к бассейновым прерывным ритмам (Рухин, 1961).

Четкие примеры седиментационной ритмичности установлены в железорудной пачке, где в каждом ритме наблюдаются как трансгрессивная, так и полная регрессивная его части. Это позволяет предположить, что осаждение железистого материала происходило в более глубоководных условиях, чем отложение материала терригенной и карбонатно-графитовой пачек. При этом не происходило размыва регрессивных частей ритмов, а поэтому ритмы железорудной пачки следует отнести к бассейновым непрерывным.

Чередование пород, установленное в микроритмах, полностью повторяется в более крупном масштабе во всех седиментационных циклах, вплоть до самых крупных, соответствующих свитам. Повсеместно в ритмах последовательно выделяются метагравелиты, метапесчаники, метапелиты, железисто-кремнистые осадки и вновь метапелиты. Здесь, как и в микроритмах, первые четыре горизонта отвечают трансгрессивной части цикла, а последний — регрессивной.

При послойном изучении разрезов в метаморфической толще Мариупольского рудного поля установлено три горизонта метагравелитов и метаконгломератов, залегающих в основании терригенной и карбонатнографитовой пачек сачкинской и каратышской свит. Мощность базальных горизонтов колеблется от 0,5 до 10 м. Гальки конгломератов, как правило, сложены кварцем и реже полевыми шпатами. Размеры галек колеблются от 1 до 12 см, а гравийных зерен — от 0,2 до 0,9 см по длинной оси.

В результате литологических исследований и выполненных различными методами (П. Ниггли, А. Симонен, А. Н. Заварицкий, Н. П. Семененко, Н. А. Доморацкий и В. К. Головенок) реконструкций первичного состава определены осадочные аналоги всех разновидностей метаморфических пород и в первом приближении выяснены условия накопления первично осадочной толщи центрально-приазовской серии. При этом установлено, что серия представляет собой толщу ритмичных кон-

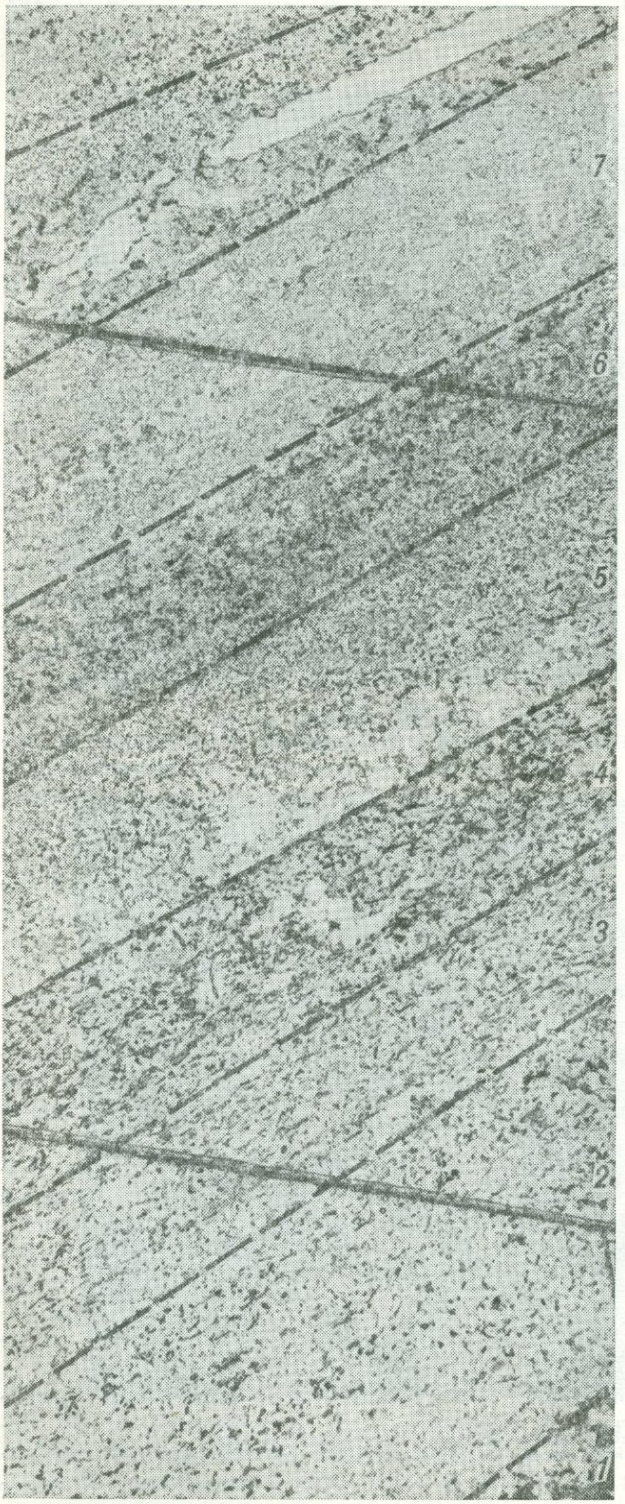


Рис. 64. Седиментационная ритмичность в карбонатно-графитовой пачке. Мариупольское железорудное месторождение. С анализатором, ×7

1 — кварцит биотитовый крупнозернистый; *2* — то же, мелкозернистый; *3* — гнейс графит-биотитовый; *4* — гнейс графит-пироксен-биотитовый; *5* — гнейс пироксеновый; *6* — кристаллический сланец пироксеновый; *7* — кальцифир

тинентальных, лагунных, прибрежно-морских и морских осадков, являющихся продуктами размыва мощных кор выветривания вулканогенных образований западно-приазовской серии.

Широкое распространение высокоглиноземистых гнейсов в ассоциации с кварцитами, аналогами которых являются континентальные глины жаркого влажного климата (вторичные каолины) и кварцевые песчаники, свидетельствует, скорее всего, о том, что накопление осадков в прогибах, окружающих Салтычанский срединный массив, происходило в условиях гумидного климата на фоне различных по интенсивности и длительности колебательных движений, обусловивших полиритмичный характер осадочной толщи. Наблюдаемая по мере продвижения снизу вверх по разрезу смена континентальных и лагунных фаций прибрежно-морскими и морскими свидетельствует о трансгрессивной направленности процесса осадконакопления. К максимумам трансгрессий было приурочено накопление хемогенных известковистых и кремнисто-железистых осадков, при метаморфизме которых образовались мраморы, кальцифиры и магнетитовые кварциты.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ИСХОДНЫХ ОСАДКОВ НИЖНЕАРХЕЙСКОГО АЛДАНСКОГО КОМПЛЕКСА

Проблема реконструкции геотектонических условий накопления докембрийских толщ, особенно архейских, а тем более нижнеархейских, считается дискуссионной. Характерными являются построения, основанные на данных по нижнему архею Алданского щита (алданскому комплексу). Ю. К. Дзевановский (1958), Н. Г. Судовиков (1965), Е. А. Кулиш (1964) и др. считают, что осадочные и вулканогенно-осадочные толщи алданского комплекса сформировались в условиях подвижной области геосинклинального типа, что находится в соответствии с общими закономерностями развития докембрийского этапа истории Земли (Сидоренко, 1963). Другие исследователи указывают на некоторые отличительные черты архейских геосинклинальных областей в сравнении с подвижными структурами фанерозоя (Павловский, Марков, 1963). В работах Е. М. Лазько (1961), Л. И. Салопа (1968б), Н. В. Фроловой (1962) и др. исходные толщи алданского комплекса рассматриваются как продукты «догеосинклинальной» стадии развития Земли со специфическими, отличными от протерозойских и фанерозойских условиями накопления исходного материала.

Детально проведенный литологический анализ метаморфических пород нижнего архея Алданского щита показывает, что осадочные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные образования, сформировавшиеся в условиях подвижной области геосинклинального типа по своим геологическим признакам, т. е. признакам, сопоставимым с породами аналогичных геоструктур фанерозойского периода развития Земли.

Породы алданского комплекса весьма многообразны в химическом, минералогическом и текстурно-структурном отношении, они образуют сложные парагенные ассоциации пород, объединяемые в различные формации. Эти формации имеют резкие литологические переходы по вертикали и вкрест простирания между пластами и толщами различной фациальной принадлежности. Характерными для алданского комплекса является широкое развитие вулканогенных (туфогенных, спилитовых, офиолитовых, зеленокаменных и др.), глинистых, карбонатных, кремнистых отложений, в которых отмечены флишевые, аркозовые, железорудные, марганцево-кремнистые осадки, а также переотложенные бокситы среди карбонатных пород.

Глинистые фации алданского комплекса образуют мощные толщи

разнообразного состава, зависящего от фациальных условий образования. По химическому составу они сопоставимы с подобными же фациями геосинклиналей фанерозоя, в частности, высокоглиноземистые глинистые осадки по своему химическому составу близки к геосинклинальным глинам фанерозоя и заметно отличаются в этом отношении от глин платформ.

Формации алданского комплекса по условиям образования являются морскими, среди них преобладают осадки с коллоидно-дисперсной, хемогенной, кластогенной, органогенной и вулканогенной природой вещества. Эти образования представляют собой идеальные ряды осадочных формаций с контрастным и упорядоченным распределением химических компонентов.

Алданский комплекс характеризуется наличием доорогенного ультраосновного и основного магматизма, синоорогенного гранитоидного магматизма, глубокого регионального метаморфизма, выдержанного на всей территории распространения комплекса. Пликативные деформации комплекса крайне сложны и чрезвычайно интенсивны.

Архейская геосинклинальная область была заложена на жестком основании. Косвенно это подтверждается формированием крупных кольцевых структур, происхождение которых может быть объяснено воздыманием жестких глыб фундамента. На существование такого фундамента указывали Н. Г. Судовиков (1965), Е. В. Павловский и М. С. Марков (1963), Ю. А. Косыгин и др. (1964). Ю. К. Дзевановский (1958), Т. В. Билибина (1966) и др., учитывая коррелятность и генетическое родство толщ Анабарского, Алданского и Синокорейского щитов, считают, что раннеархейская подвижная область занимала громадную территорию на востоке Азии.

Алданский геосинклинальный комплекс слагается толщами различной структурной принадлежности. Широкое развитие железо-магнезиальных сланцев и гнейсов, представляющих собой метаморфизованные основные и средние магматические породы и их производные (туфы и другие вулканогенные образования), постепенное возрастание вверх по разрезу роли глиноземистых пород, а также кремнистых, кремнисто-железистых пород при почти полном отсутствии мраморов и терригенно-осадочных комплексов, позволяют считать, что породы верхнетимптонской серии, самых древних толщ алданского комплекса, представляют собой эвгеосинклинальные образования.

Вышележащая толща иенгрской серии залегает на верхнетимптонских образованиях с перерывом. Преобладание в низах серии кварцитов, высокоглиноземистых пород, наличие метабокситов, марганцево-кремнистых пород, метаконгломератов и других пород, значительное развитие в верхах серии метаморфизованных карбонатных и карбонатно-глинистых (магнезиально-кальциевых) образований (карбонатно-морские и карбонатно-терригенные формации) указывают на миогеосинклинальные, а участками субплатформенные условия формирования осадков. Местами в верхах серии отмечаются вулканогенные породы, что позволяет рассматривать эти толщи как переходные между мио- и эвгеосинклинальными образованиями. Для иенгрской серии характерна чрезвычайно пестрая фациальная изменчивость пород в пространстве. Высокая степень дифференциации материала в процессе седиментации указывает на относительно спокойный тектонический режим подвижной области в этот период ее развития.

Тимптонская серия сложена чарнокитовыми и амфибол-диопсидовыми породами, к верхам разреза среди них наблюдается увеличение роли высокоглиноземистых пород. Первичный материал серии представляет собой типичные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи эвгеосинклинального типа, в которых значение вулканогенно-осадочных и осадочных пород возрастает вверх по разрезу.

Джелтулинская серия представлена толщей диопсид-амфиболовых сланцев и гнейсов с многочисленными прослоями мраморов и кальцифиров. Значение высокоглиноземистых пород возрастает в верхних частях толщи. Образования серии преимущественно морские, терригенно-осадочные и вулканогенно-осадочные породы имеют подчиненное развитие и слабо выраженный эвгеосинклинальный или переходный к миогеосинклинальному характер осадконакопления.

Формации алданской подвижной области относятся к образованиям ранних и средних этапов развития геосинклинали, образования конечных этапов (молассы, лагунные, наземно-вулканогенные и другие формационные типы образований) отсутствуют, они вероятно, учитывая глубинный характер эрозионного среза, уничтожены последующей денудацией.

Для алданской геосинклинали устанавливается зональное строение, обусловленное наличием интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей. Превращение архейской геосинклинали в складчатую область сопровождалось глубоким региональным метаморфизмом, интенсивным ультраметаморфизмом, обильным гранитоидным магматизмом и сложными пликативными и разрывными деформациями.

ЛИТОЛОГИЯ И ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ АРХЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Восстановление первичных литолого-петрографических и формационных особенностей пород, подвергшихся глубоким метаморфическим преобразованиям, показано на примере комплексного литолого-геохимического изучения архейских пород Алданского щита, Хамар-Дабана и Центрального Прибайкалья, метаморфизованных на уровне гранулитовой и амфиболитовой ступеней.

В составе алданской серии центральной части Алданского щита выделяется три крупных литологических комплекса: иенгрский, тимптонский и джелтулинский, которые соответствуют трем различным частям разреза серии.

Иенгрский литологический комплекс сложен кварцитами, биотит-, гранат-, силлиманит- и кордиеритсодержащими глиноземистыми и высокоглиноземистыми (с содержанием Al_2O_3 более 25%) гнейсами, иногда с графитом, амфиболитами, амфиболовыми и пироксен-амфиболовыми основными кристаллическими сланцами. Кварциты и гнейсы обычно тесно перемежаются в разрезе, образуя устойчивую ассоциацию, характерную только для этой части алданской серии. Они, как правило, обладают отчетливой полосчатостью, а в кварцитах иногда встречаются текстуры, напоминающие слоистость и знаки ряби терригенных пород (Травин, 1973). Характерно постоянное присутствие в кварцитах и гнейсах округлых (возможно окатанных) зерен циркона и цирконов с «ядрами», а также неравномерное распределение акцессорных минералов по отдельным слойкам.

По особенностям химического состава значительная часть иенгрских гнейсов отвечает гидрослюдистым и каолинит-гидрослюдистым глинам, а в отдельных случаях, при высоком (до 40—50%) содержании глинозема, они приближаются к глинам каолинитового типа. В кварцитах, как правило, содержащих не менее 85—90% SiO_2 отсутствуют реликтовые обломочные структуры, однако их текстурные признаки, тесная парагенетическая ассоциация с высокоглиноземистыми метапелитами и некоторые геохимические особенности сближают их с обломочными кварцевыми породами. Так, например, в породах иенгрской подсерии устанавливается отчетливая тенденция роста величины титанового модуля параллельно с увеличением содержания кремнезема и умень-

шением глинозема, что характерно для дифференцированных толщ терригенного происхождения (Головенок, 1971б; Мигдисов, 1960) и, как показывает анализ литературных материалов, не свойственно кремнистым хемогенным осадкам. По содержанию ряда малых элементов (Zr, Ba, Sr, V, Mn) и по количеству акцессорного циркона иенгрские кварциты также близки к некоторым кварцевым песчаникам протерозоя и заметно отличаются от хемогенных силицитов. Эти данные позволяют считать, что дометаморфическим субстратом для большей части иенгрских гнейсов и кварцитов явились, главным образом, глубокодифференцированные терригенные осадки. Такое предположение подтверждается и характером связей между химическими элементами в этих породах. Для них типична ассоциация титана, алюминия, циркония и галлия, которая имеет наиболее сильные отрицательные связи с кремнием, марганцем и стронцием.

В составе тимптонского литологического комплекса преобладают амфибол- и пироксенсодержащие кристаллические сланцы и амфиболиты. Не менее широко развиты амфибол- и пироксенсодержащие гнейсы и плагиогнейсы. Поскольку значительная часть этих пород образовалась при метасоматической переработке кристаллических сланцев, их первичная природа здесь не рассматривается. Второстепенную роль в разрезе комплекса играют «глиноземистые» (главным образом гранат-биотитовые и биотитовые) гнейсы, кальцифиры, доломитовые и доломит-кальцитовые мраморы и кварциты.

Среди основных кристаллических сланцев тимптонского комплекса выделяется несколько разновидностей. Одни из них обладают, как правило, отчетливой полосчатостью и пространственно тесно связаны либо с прослоями мраморов или кальцифиров (диопсидовые, диопсид-скаполитовые сланцы), либо с прослоями «глиноземистых» гнейсов (гиперстеновые и двупироксеновые разности). По текстурным и геохимическим особенностям эти кристаллические сланцы и «глиноземистые» гнейсы близки образованиям вышележащего джелтулинского комплекса и, так же как и последние, являются, по-видимому, производными осадочных или осадочно-вулканогенных пород.

Другая группа кристаллических сланцев (амфиболовые, двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые), слагающих совместно с производными по ним гнейсами и амфиболитами основную часть тимптонского комплекса, характеризуется массивными или неяснополосчатыми текстурами. В отдельных случаях они образуют тела, границы которых в целом несогласны с вмещающими породами. Изредка в этих сланцах отмечаются реликты диабазовой и габбро-диабазовой структур. По петрохимическим особенностям большая часть пород этой группы соответствует основным магматическим образованиям и наиболее близка к траппам древних платформ и океаническим толеитам. По геохимическим ассоциациям они также весьма напоминают магматические породы и характеризуются наличием отчетливо выраженных фемафильной и фельсифильной групп элементов. По-видимому, среди основных кристаллических сланцев тимптонского комплекса преимущественным развитием пользуются метавулканиты.

Джелтулинский литологический комплекс сложен различными «глиноземистыми» гнейсами, нередко графитсодержащими, и кристаллическими сланцами (гиперстеновыми, двупироксеновыми, диопсидовыми, диопсид-скаполитовыми) с прослоями кальцифиров, кальцитовых и доломитовых мраморов. Эти породы, закономерно чередуясь в разрезе, образуют ритмы различных порядков (от долей метра до первых десятков метров), причем наиболее сложная и отчетливая ритмичность присуща нижней, пестрой по составу, части комплекса (Травин, 1970). Большая часть джелтулинских пород обладает отчетливой полосчатостью, довольно тонкой в нижней и более грубой в верхней частях

комплекса и содержит округлые зерна циркона и цирконы с «ядрами». По химическому составу «глиноземистые» гнейсы более всего соответствуют осадочным породам типа граувакк, гиперстеновые и двупироксеновые кристаллические сланцы — карбонатсодержащим граувакка м и туффитам, а диопсидовые и диопсид-скаполитовые сланцы — мергелям или карбонатно-вулканомиктовым образованиям. Геохимические ассоциации во всех этих породах и сопутствующих им мраморах характеризуются наличием эндогенных групп элементов, однако некоторые типичные для магматических пород ассоциации в них отсутствуют. Совокупность имеющихся данных позволяет предположить, что джелтулинский литологический комплекс образовался за счет химически слабо дифференцированных осадочных пород, возможно с примесью вулканогенного материала.

Значительные различия в степени дифференциации осадков, давших начало образованиям иенгрского, тимптонского и джелтулинского комплексов, подтверждается сравнением ряда петрохимических параметров (отношение $Na_2O : K_2O$, $Al_2O_3 : Na_2O$, $MgO : CaO$).

Проведенная реконструкция исходного состава метаморфических пород алданской серии дает основание для выделения в ее составе «дометаморфических» формаций. Формационный ряд алданской серии довольно специфичен и не может быть удовлетворительно сопоставлен ни с одним из формационных рядов более молодых образований, поскольку в ее составе наряду с толщами, близкими к платформенному типу (иенгрский и, по особенностям вулканизма, тимптонский комплексы), присутствуют образования, напоминающие геосинклинальные формации («грауваккова я» терригенная и «флишоидная» карбонатно-терригенная формации джелтулинского комплекса). Специфика алданского метаморфического комплекса заключается также в том, что при значительных мощностях слагающих его толщ, интенсивной их складчатости и широком развитии гранитоидов отмечается выдержанность характера разреза серии на значительных расстояниях и отсутствие в пределах всей центральной части Алданского щита отчетливой структурно-формационной зональности. Сочетание таких особенностей не характерно для постархейских образований, формировавшихся в условиях платформенно-геосинклинального этапа развития Земли.

Архейские образования Хамар-Дабана и Прибайкалья, входящие в структуру южного обрамления Сибирской платформы, представлены слюдянской и прибайкальской сериями, являющимися стратиграфическими аналогами. В составе этих серий выделяется по три литологических комплекса, отвечающих трем частям разреза серий.

Нижний харадабанско-харагольский литологический комплекс слюдянской серии сложен глиноземистыми (биотитовыми, гранат-биотитовыми, силлиманит-кордиерит- и андалузитсодержащими, нередко с графитом) гнейсами, основными (известковистыми) кристаллическими сланцами и карбонатными породами, которые закономерно чередуясь, образуют серию мезоритмов мощностью от 600 до 1000 м. Нижние части ритмов представлены преимущественно глиноземистыми гнейсами, средние — основными кристаллическими сланцами, верхние — карбонатными породами, иногда с линзами апатит-диопсид-кварцевых пород. В средних частях мезоритмов наблюдается ритмичность более высоких порядков.

Глиноземистые гнейсы обладают грубо- или неяснополосчатой, реже тонкополосчатой текстурой. Весьма характерно наличие в них округлых (возможно окатанных) зерен циркона и постоянная примесь графита, концентрирующаяся главным образом в силлиманит- и кордиеритсодержащих разностях. По особенностям химического состава глиноземистые гнейсы тяготеют к химически слабодифференцированным алевропсаммитовым породам грауваккового типа. Геохимические ассо-

циации и корреляционные связи малых и петрогенных элементов близки к таковым эндогенных образований.

Основные кристаллические сланцы (диопсидовые, скаполит-диопсидовые, амфибол-диопсидовые, кальцит-скаполит-диопсидовые, амфиболовые) характеризуются, как правило, тонкополосчатой структурой и иногда ясно выраженной градационной слоистостью; весьма характерно тонкое чередование их с мраморами, кальцифирами и глиноземистыми гнейсами. В отличие от пород предыдущей группы в них отмечаются более мелкие зерна акцессорного циркона, а графит, как правило, отсутствует.

Геохимические особенности основных кристаллических сланцев позволяют рассматривать их как метаморфический аналог смешанных карбонатно-терригенных пород, в частности мергелей и карбонатных глин, возможно, содержащих тонкую примесь вулканогенного материала. Корреляционные связи элементов в этой группе пород приближаются к типу, свойственному слабо дифференцированным осадочным породам. Ассоциации, характерные для эндогенных пород, сохраняются в виде «осколков» (Cr — Ni; Co — Fe; Sc — V), но корреляционные связи внутри них ослаблены, а сами фрагменты входят в новые геохимические ассоциации, отличные от эндогенных (так Cr и Ni тесно связаны со щелочами и стронцием).

Карбонатные образования этого уровня представлены мраморами, а также скаполит-диопсидовыми и форстерит-диопсидовыми кальцифирами. Состав карбонатных пород на территории Хамар-Дабана определенным образом изменяется. Если в восточной его части представлены существенно кальцитовые мраморы, то на западе широко развиты также кальцит-доломитовые и доломитовые разности, заметно обогащенные большинством малых элементов (за исключением марганца и стронция).

В западной части Хамар-Дабана с мраморами ассоциируют апатит-диопсид-кварцевые породы, которые совместно с диопсидовыми кварцитами, кальцит-диопсид-кварцевыми породами и мономинеральными кварцитами образуют линзы и прослои мощностью от 10 до 50 м в верхней части одного из мезоритмов описываемого литологического комплекса (обрубский горизонт). Для них характерна тонкополосчатая текстура, обусловленная частой перемежаемостью тонких прослоев названных пород, и своеобразный химический состав, характеризующийся высоким содержанием кремнезема (до 90%), наличием пятиокиси фосфора (до 18%), несколько повышенным содержанием бария, значительными колебаниями содержания окиси кальция (до 28%) и окиси магния (до 18%).

По характеру залегания, текстурным признакам и особенностям химизма эта группа пород обнаруживает большое сходство с хемогенными фосфатоносными кремнисто-карбонатными осадками. Об их осадочном происхождении свидетельствует также характер геохимического ряда подвижности элементов, типичный для экзогенных образований с высокой степенью химической дифференциации.

В Прибайкалье харадабанско-харагольскому комплексу соответствует маломорский литологический комплекс, сложенный глиноземистыми гнейсами, кварцитами, кальцитовыми мраморами, основными кристаллическими сланцами и кальцифирами. По своим литологическим особенностям, строению, характеру ритмичности он имеет много общего с харадабанско-харагольским комплексом. Отличие заключается в постоянной довольно значительной примеси графита во всех типах пород (его количество в глиноземистых гнейсах нижней части комплекса достигает 20%), а также в широком распространении ассоциации мраморов и кварцитов, слагающих верхние части мезоритмов. Мраморы ма-

ломорского комплекса отличаются от кальцитовых мраморов восточной части Хамар-Дабана большим набором элементов-примесей и их повышенным содержанием.

Сравнение геохимических особенностей маломорских кварцитов с неметаморфизованными кварцевыми породами терригенного и хемогенного происхождения показало, что по концентрации ряда элементов (Al, Ti, Zr, Mn, Ba, Sr) они близки к хемогенным силицитам. О том же свидетельствует наличие характерной ассоциации углеродистого вещества с ванадием, серебром, медью, находящихся в графитистых кварцитах в относительно повышенных количествах в сравнении с безграфитовыми разностями. Кроме того, в карбонатных породах и кварцитах наряду с группировкой элементов, обладающих экзогенными связями, выделяется геохимическая группа фемафилов, наличие которой, возможно, объясняется примесью в осадках вулканогенного материала.

Средний безымянский литологический комплекс слюдянской серии представляет собой мощную толщу «глиноземистых» гнейсов с несколькими мощными пачками мраморов. Среди гнейсов выделяются две литолого-петрохимические разновидности: в первую входят биотитовые, гранат-биотитовые, гиперстен-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы, иногда кордиерит- и силлиманитсодержащие, во вторую объединяются гнейсы, содержание одновременно не менее трех высокоглиноземистых минералов (гранат, силлиманит, кордиерит). Обе разновидности гнейсов перемежаются между собой, образуя в ряде случаев ритмично построенные пачки (мощностью от 0,5—1 до 3—5 м), где нижние части сложены гнейсами первой группы, а верхние — второй. Для гнейсов характерна слабая графитизация, причем отчетливо устанавливается обогащение графитом более глиноземистых разностей. Текстура гнейсов, как правило, тонкополосчатая, а в отдельных случаях в гранат-биотитовых гнейсах отмечается слоистость, напоминающая косую слоистость терригенных пород.

По петрохимическим особенностям гнейсы первой разновидности близки к осадочным алевропсаммитовым породам типа граувакк или к смешанным осадочно-вулканомиктовым образованиям, а гнейсы второй разновидности — к гидрослюдистым глинам. Ассоциации малых элементов указывают на некоторую сохранность эндогенных (Cr — Ni, Cr — Mg, Ti — Sc, Fe — Mn и др.) и наличие экзогенных связей (в частности сильной положительной связи алюминия, титана, циркония), появившихся в ходе химического выветривания.

Перечисленные литолого-геохимические черты пород безымянского комплекса позволяют полагать, что данный комплекс гнейсов образовался за счет терригенных глинистых и алевропсаммитовых образований, напоминающих аспидную формацию.

Стратиграфическим аналогом описанного комплекса являются приольхонский амфиболит — гнейсовый литологический комплекс, сложенный преимущественно глиноземистыми (биотитовыми, гранат-биотитовыми) и амфиболовыми гнейсами, амфиболитами и резко подчиненными им мраморами, диопсидовыми силлиманит- и кордиеритсодержащими гнейсами и кварцитами. Для комплекса в целом характерно отсутствие закономерного чередования указанных пород за исключением отдельных частей, где присутствуют карбонатные породы, дающие в ассоциации с глиноземистыми гнейсами ритмично построенные пачки мощностью до первых метров.

Глиноземистые гнейсы приольхонского комплекса обычно обладают грубой полосчатостью и петрохимически близки гнейсам безымянского комплекса, отличаясь меньшим количеством прослоев, отвечающих по составу пелитовым осадкам. Геохимические связи между элементами носят характер типичный для эндогенных образований. По-видимому глиноземистые гнейсы приольхонского комплекса образовались

за счет слабо химически дифференцированных осадков грауваккового ряда, возможно богатых примесью вулканомиктовых пород.

Амфиболиты, гранат- и пироксенсодержащие амфиболиты, амфиболовые гнейсы слагают в составе комплекса мощные (до 1000 м) пачки. Они обладают массивными, реже слабополосчатыми текстурами. По содержанию петрогенных и малых элементов, а также по характеру корреляционных связей между ними данные породы соответствуют основным магматическим образованиям и наиболее близки к базальтам и андезит-базальтам андезит-базальтовой формации подвижных областей.

Перевальско-култукский литологический комплекс, слагающий верхнюю часть слюдянской серии, весьма близок охарактеризованному ранее харадабанско-харагольскому комплексу. Отличительной чертой его является большая роль силлиманит- и кордиеритсодержащих разностей в группе глиноземистых гнейсов, наличие гиперстен-биотитовых гнейсов и более значительное содержание в породах примеси графита, достигающее в некоторых горизонтах промышленных концентраций. Максимальные содержания графита приурочены к гнейсам с повышенным содержанием глинозема, возникшим за счет алевропелитовых или пелитовых пород.

В Прибайкалье соответствующий ему святоносский литологический комплекс характеризуется преобладанием доломитовых и кальцитовых мраморов, основных кристаллических сланцев при подчиненном развитии кварцитов, «глиноземистых» гнейсов и амфиболитов. Для данного комплекса характерно ритмичное строение. При этом мезоритмы (мощностью 600—900 м) распадаются на ритмы более высоких порядков (100—50 м) вплоть до элементарных ритмов, мощность которых исчисляется первыми метрами. Каждый ритм независимо от порядка имеет двучленное строение. В нижней и средней частях комплекса, где широко развиты карбонатные породы, основание ритма имеет гнейсово-сланцевый состав, а верхняя часть — существенно карбонатный. В верхней части комплекса ритмичность выражена закономерным чередованием глиноземистых гнейсов с диопсидовыми или диопсид-скаполитовыми и двупироксеновыми кристаллическими сланцами, к которым иногда присоединяются амфиболиты.

По своим геохимическим особенностям глиноземистые гнейсы, основные кристаллические сланцы и амфиболиты сходны с породами маломорского и приольхонского комплексов и также представляют собой соответственно песчано-глинистые, глинисто-карбонатные и вулканогенные образования. Преобладающие в составе святоносского комплекса карбонатные породы отличаются от мраморов маломорского и приольхонского комплексов повышенной магнезиальностью и значительно более низким содержанием малых элементов.

Анализ дометаморфических формаций, выделенных на основании изложенных материалов в составе слюдянской и прибайкальской серий (см. табл. 35), приводит к выводу о близости слагающих эти серии толщ к образованиям геосинклинального типа и о существовании на слюдянско-прибайкальском уровне структурно-формационной зональности. Если слюдянская серия характеризуется набором осадочных формаций, близких к миогеосинклинальным, то в составе прибайкальской серии развиты осадочно-вулканогенные образования, близкие к формациям эвгеосинклинального типа. Отсутствие среди них таких типично геосинклинальных формаций, как офиолитовая, спилит-кератофировая и флишевая, вероятно, объясняется спецификой геосинклинального режима слюдянско-прибайкальского времени.

Таким образом, при анализе литолого-геохимических особенностей глубокометаморфизованных образований юга Восточной Сибири выясняется, что в течение архейского периода геологического развития на

этой территории происходило формирование осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, сходных с различными в геотектоническом отношении образованиями более молодого возраста. Это приводит к выводу о существовании здесь к концу архейского периода достаточно дифференцированной земной коры.

ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЛЮДЯНСКОЙ ТОЛЩИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Слюдянская толща в разрезе от оз. Байкал до карьера месторождения Перевал представлена отложениями докембрийского осадочно-метаморфического комплекса общей мощностью около 3,3 км. В разрезе толщи мраморы составляют 40%, гнейсы биотитовые 25%, гнейсы амфиболпироксеновые 22% и породы кварц-диопсидовые, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации 13%.

При крупномасштабном геологическом картировании в ходе изучения разреза было зафиксировано около 430 контактов главных групп пород друг с другом, частота совместной встречаемости которых приведена в табл. 36, где вертикальные ряды по отношению к горизонталь-

Таблица 36

Частота совместной встречаемости главных групп пород в разрезе слюдянской толщи

	Главные группы пород	1 Гнейсы биотитовые	2 Породы кварц-диопсидовые	3 Мраморы	4 Гнейсы амфиболпироксеновые
1	Гнейсы биотитовые		34	44	16
2	Породы кварцдиопсидовые	30		54	4
3	Мраморы	48	51		65
4	Гнейсы амфибол-пироксеновые	15	3	67	

ным выражают перекрывающие взаимоотношения между контактирующими породами. Так, гнейсы биотитовые (вертикальная графа 1) перекрывают в разрезе породы кварц-диопсидовые, мраморы и гнейсы амфибол-пироксеновые соответственно 30, 48 и 15 раз. В свою очередь, гнейсы биотитовые (горизонтальная графа 1) подстилают эти же породы (последовательность та же) в 34, 44 и 16 случаях.

Из данных приведенных в табл. 36 следует, что: а) гнейсы биотитовые наиболее часто непосредственно контактируют с мраморами с породами кварц-диопсидовыми и гораздо реже — с гнейсами амфиболпироксеновыми; б) породы кварц-диопсидовые обычно ассоциируют с мраморами, гнейсами биотитовыми и почти не контактируют с гнейсами амфибол-пироксеновыми; в) мраморы чаще всего встречаются в непосредственных контактах с гнейсами амфибол-пироксеновыми и несколько реже — с породами кварц-диопсидовыми, гнейсами биотито-

выми; г) для гнейсов амфибол-пироксеновых наиболее характерна ассоциация с мраморами, гораздо реже они контактируют с гнейсами биотитовыми и крайне редко — с породами кварц-диопсидовыми; д) породы подстилают и перекрывают друг друга почти равновелико, т. е. их смена в разрезе подчиняется законам симметричной цикличности; е) наибольшие числа за редким исключением располагаются по обеим сторонам около заштрихованной диагонали, что также свидетельствует об указанном типе цикличности разреза. Если бы циклы были асимметричными (типа ритмов), то в таблице соответственно взаимоотношению пород были бы заполнены лишь клетки, расположенные выше заштрихованной диагонали, и крайняя левая нижняя клетка; ж) в таблице заполнены все без исключения клетки — это означает, что цикличность разреза не всегда идеальная, а имеют место случаи выпадения определенных элементов из чередующегося фациального набора пород.

Прослеженное распределение позволило для разреза слюдянской толщи наметить следующий ряд последовательной смены пород (при трансгрессии): гнейсы биотитовые→(породы кварц-диопсидовые)→мраморы→(гнейсы амфибол-пироксеновые). В этом ряду в скобки заключены породы, при формировании которых существенную роль играли продукты вулканической деятельности. Биотитовые гнейсы приняты за наиболее мелководные терригенные осадки по комплексу литологических признаков: знаки ряби, косая слоистость, наличие конгломератовидных пород (Шеломенцева, 1966). Несмотря на некоторую проблематичность каждой из находок, вряд ли случайно, что признаки мелководных осадков обнаружены лишь в одной группе пород — биотитовых гнейсах.

Каждый петрографический тип пород имеет закономерно обусловленные вариации в пределах группы, отражающие, главным образом, первичную литолого-фациальную изменчивость осадков и некоторую преемственность накопления материала двух смежных фаций. Так, среди группы гнейсов биотитовых выделяются биотитовые, графит-биотитовые, графит-гранат-биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-диопсидовые и другие разновидности. Причем с глиноземистыми биотитовыми гнейсами, как отмечалось Б. М. Ронеисоном и другими исследователями, обычно контактируют магнезиальные мраморы со шпинелью. Графитсодержащие биотитовые гнейсы ассоциируют с графитовыми мраморами, а кварцитовидные разновидности — с кварц-диопсидовыми породами.

Амфибол-пироксеновые гнейсы включают разновидности роговообманково-пироксеновые, пироксен-роговообманковые, амфиболовые, пироксеновые, кальцит- и скаполит-пироксеновые. Последние обычно контактируют с мраморами посредством пироксеновых кальцифиров, что нередко имеет вид достаточно тонкого переслаивания.

В группу кварц-диопсидовых пород на Слюдянке объединяется широкая гамма разновидностей от диопсидовых кварцитов до разностей кальцит-диопсидовых и кальцит-кварцевых с содержанием силикатов более 50%.

Среди мраморов по соотношению кальцита и доломита выделяются мраморы кальцитовые, доломит-кальцитовые, кальцит-доломитовые и доломитовые, в различной степени обогащенные силикатными минералами, среди которых преобладают форстерит и диопсид. Пачки силикатных, кремнисто-карбонатных и карбонатных пород имеют ритмично-цикличное строение, обусловленное сложным сочетанием тектонических, гидрохимических и гидродинамических факторов, действовавших в процессе седиментации. Изменение гидрохимических и гидродинамических условий является ведущим в образовании тонкой внутрислоевой ритмичности, относящейся к рангу слойчатости, а также в формировании ритмов I (элементарные), II и III порядков. При этом ритмы III поряд-

ка выступают уже в качестве единиц, фиксирующих своим строением смену фациально-седиментационных зон и формирующих элементы цикла I порядка.

В карбонатных породах толщи элементарные ритмы имеют мощность от первых дециметров до 2—2,5 м, ритмы II порядка — 5—6 м, а мощность ритмов III порядка колеблется от 10 до 25 м.

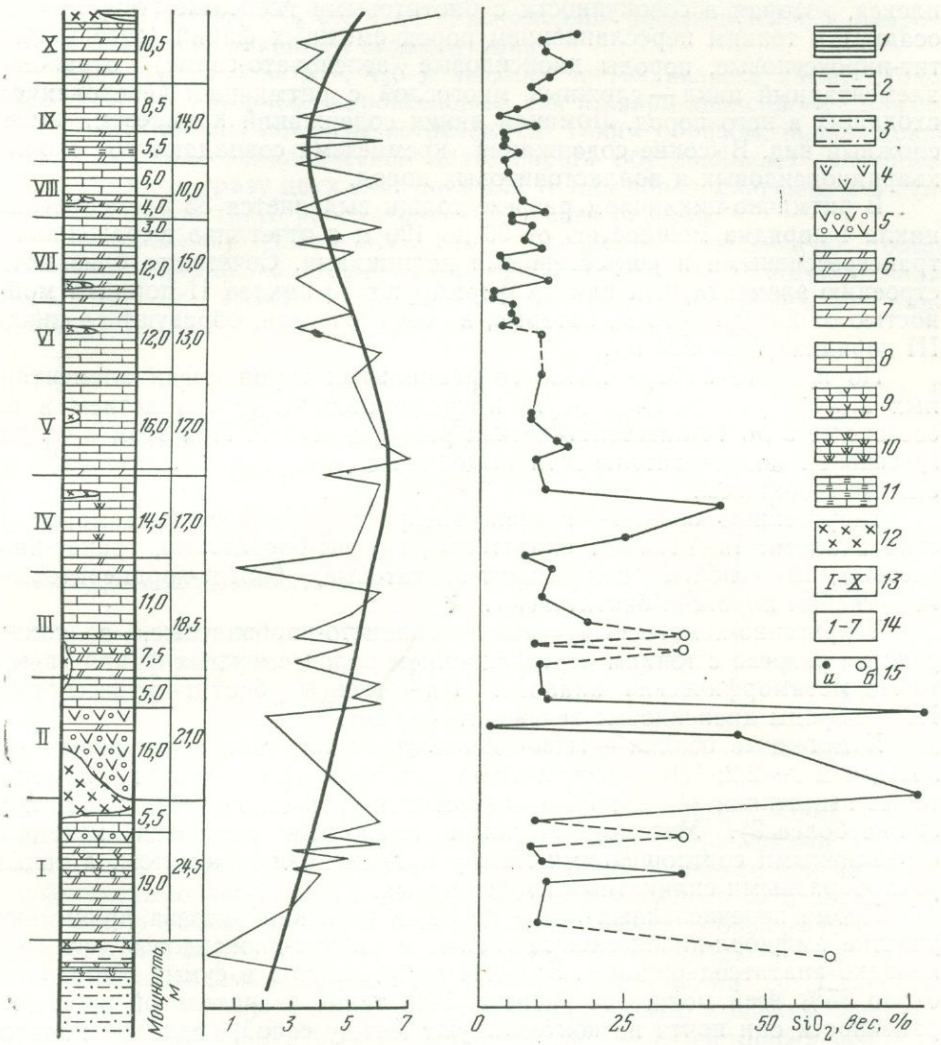


Рис. 65. Периодичность в разрезе «перевальской пачки» (р. Слюдянка)

1 — гнейсы амфибол-пироксеновые; *2* — гнейсы пироксен-биотитовые; *3* — гнейсы гранат-биотитовые; *4* — породы диопсидовые зеленовато-серые; *5* — породы кварц-диопсидовые; *6* — мраморы доломитовые, кальцит-доломитовые; *7* — мраморы доломит-кальцитовые; *8* — мраморы кальцитовые белые; *9* — мраморы кальцитовые розовые; *10* — мраморы и породы волластонитовые; *11* — мраморы с графитом; *12* — граниты и гранит-пегматиты; *13* — номера ритмов; *14* — группы пород по известково-магниевому отношению (классификация Е. К. Фроловой (1959) для ряда слабомагнезиальный доломит — известняк); *15* — содержание кремнезема: *а* — по химическому анализу, *б* — по макроскопическому сопоставлению с эталонным образцом

Пример ритмично-цикличного строения карбонатных пачек приведен на рис. 65, где изображен неполный разрез «перевальской пачки», обнажающейся в ядре Асямовской синклинали. Здесь выделяется 10 ритмов III порядка мощностью от 10 до 24,5 м (средняя мощность около 17 м). Каждый ритм состоит из двух элементов: нижнего — более магнезиального и верхнего — существенно известкового, в которых

обычно переслаиваются различные по магнезиальности карбонатные и кремнисто-карбонатные породы (ритмичность более мелкой размерности). В ритмах I—V наблюдается постепенное уменьшение мощностей нижних элементов при соответственном увеличении роли верхних более известковистых. В ритмах VI—X магнезиальные (нижние) элементы играют уже значительную роль, а иногда они даже мощнее верхних. Ритмы I—VIII образуют хемогенную часть литолого-фациального комплекса, которая в совокупности с биотитовыми гнейсами (терригенные осадки) и тонким переслаиванием пород смежных фаций (гнейсы биотит-пироксеновые, породы диопсидовые зеленовато-серые) отражают элементарный цикл — сложный многослой с ритмичным чередованием входящих в него пород. Ломаная линия содержаний кремнезема имеет сложный вид. Высокие содержания кремнезема совпадают со слоями кварцдиопсидовых и волластонитовых пород.

В ритмично-цикличном разрезе толщи выделяется 33 элементарных цикла I порядка мощностью от 60 до 190 м с отчетливо выраженными трансгрессивными и регрессивными подциклами. Сочетания близких по строению элементарных циклов формируют 10 циклов II порядка мощностью от 200 до 495 м, которые, в свою очередь, образуют 4 цикла III порядка (745—910 м).

По полноте набора литолого-фациальных групп среди элементарных циклов различаются двух- и трехкомпонентные с участием в их составе от 5 до 14 литогенетических разновидностей. При этом в трансгрессивной последовательности выделяются следующие литологофациальные комплексы.

Терригенные осадки — песчано-алевритo-глинистые (метаморфические аналоги: Iа — гнейсы биотитовые, графит-биотитовые, гранат-биотитовые; Iб — гнейсы силлиманит-биотитовые, биотит-кордиеритовые; Iв — гнейсы пироксен-биотитовые).

Терригенно-хемогенные осадки — глинисто-карбонатные, а также участки разреза с тонким переслаиванием пород смежных фаций (некоторые метаморфические аналоги: IIа — гнейсы биотит-пироксеновые, IIб — породы диопсидовые зеленовато-серые).

Хемогенные осадки — IIIа — доломиты с известково-магниевым отношением до 2,2; IIIб — известковые доломиты (2,2—4); IIIв — доломитовые известняки (4—9); IIIг — известняки (известково-магниевое отношение более 9). Метаморфическими аналогами являются мраморы с различными соотношениями между кальцитом и доломитом, а также разнообразными силикатными минералами.

Кроме перечисленных выше пород, в строении разреза принимают участие амфибол-пироксеновые гнейсы и кварц-диопсидовые породы, нередко апатитсодержащие. Эти две группы пород в сумме составляют около 35% всей мощности разреза. При такой значительной распространенности они почти не контактируют между собой, однако появляются в разрезе последовательно, как бы друг за другом.

Амфибол-пироксеновые гнейсы, участвуя в строении циклов, тяготеют к сочетанию с мраморами, но не имеют определенной позиции, не укладываются четко в нормально-седиментационный ряд, а блуждают, смещаясь в нем. Присутствие этих пород в элементарных циклах нередко увеличивает их мощность в 2—3 раза. Пачки амфибол-пироксеновых гнейсов часто мощнее пачек биотитовых гнейсов, формирующихся за счет более грубозернистых осадков. Точки химических анализов амфибол-пироксеновых гнейсов на диаграммах попадают в поля магматогенных пород и располагаются вдоль вариационной линии долеритов Карру (Вишняков, Львова, 1971). Однако наиболее вероятно, что в большинстве своем они в исходном состоянии представляли собой пирокластический материал с преобладанием ювенильных продуктов подводного (островного) вулканизма.

Кварц-диопсидовые породы также несут черты своеобразия и выступают как образования вулканогенно-хемогенные, приближающиеся к ряду пород отдаленно-кремнистых вулканогенных формаций, в формировании которых не исключается участие продуктов сольфатарной деятельности. Поскольку в слюдянской толще апатитом заметно заражены только кварц-диопсидовые породы, можно полагать, что кремнезем и фосфор поставлялись к местам отложения одновременно и из одних вулканических очагов, а их закономерное распределение в разрезе обусловливалось законами седиментации.

Необходимо отметить, что в верхних частях разреза хамар-дабанской серии как амфибол-пироксеновые, так и кварц-диопсидовые или подобные им породы почти не встречаются. Таким образом, прекращение или ослабление вулканической деятельности обусловливает исчезновение из разреза сразу двух типичных для толщи пород, слагающих в сумме более одной трети рассматриваемой части разреза.

На основании изложенного можно оценивать слюдянскую толщу как терригенно-вулканогенно-карбонатную формацию эвгеосинклинального типа с вулканизмом основного известково-щелочного ряда (табл. 37).

Таблица 37

Характер первичных осадков главных групп пород слюдянской толщи

Породы	Первично осадочный материал				
	терригенный	хемогенный	хемогенно-вулканогенный	пирокластический	органогенный
Гнейсы биотитовые	+	×	o	×	×
Породы кварц-диопсидовые	o	+	+	o	o
Мраморы и кальцифиры	×	+	×	×	×
Гнейсы амфибол-пироксеновые	o	×	o	+	—

Обозначения: + — основная часть; × — иногда заметное количество; o — обычно отсутствуют.

В заключение необходимо отметить, что текстурный анализ осадочно-метаморфических толщ, подкрепленный петрографическими методами изучения горных пород, приобретает ведущее значение при изучении глубокометаморфизованных докембрийских комплексов. Это вносит определенную объективность в решение генетических особенностей ряда своеобразных пород, а также способствует обнаружению новых видов полезных ископаемых, связанных с докембрием. Так, на р. Слюдянке к известным месторождениям флогопита, лазурита, графита, апатита, цементных и облицовочных мраморов добавилось месторождение волластонита.

ПЕРВИЧНЫЙ СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ПУРПОЛЬСКОЙ СВИТЫ ДОКЕМБРИЯ В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В последние годы все большее количество исследователей приходит к выводу, что даже при весьма глубоких метаморфических преобразованиях регионального плана метаморфические породы сохраняют основные черты состава исходных осадков. Довольно убедительно факт сохранности химического состава пород при метаморфизме был показан в работах В. Ю. Головенка (1964) на примере высокоглиноземистых пород пурпольской свиты Патомского нагорья. Примечательно, что

по мере усиления метаморфизма высокоглиноземистые породы меняют свой состав довольно постепенно по следующим стадиям: хлорит-серицит-пирофиллитовые сланцы→дистен-хлоритоидные и дистеновые сланцы→дистен-ставролитовые и дистен-ставролит-гранатовые сланцы и гнейсы.

Анализ химического состава высокоглиноземистых пород, находящихся в разных метаморфических зонах (табл. 38, рис. 66), показывает, что в целом химический состав пород не испытывает значительных колебаний. В одних пределах сохраняется содержание щелочей — элементов, обладающих наибольшей миграционной способностью. В общем выдерживается содержание окислов железа во всех метаморфических разновидностях пород. Небольшие колебания содержаний глинозема и кремнезема вполне объяснимы не миграцией элементов в процессе метаморфизма, а нахождением пород в различных фациальных условиях, что подтверждается палеогеографическими реконструкциями. Анализ поведения второстепенных и летучих компонентов показывает, что окислы марганца и фосфора при метаморфизме не меняют своих содержаний, а потери при прокаливании и кристаллизационная вода резко сокращают содержания в направлении увеличения степени метаморфизма. Указанное обстоятельство, очевидно, связано с потерей летучих компонентов, входящих в потери при прокаливании, и воды в результате термальной проработки пород. Незначительные изменения содержаний окислов щелочноземельных элементов в сторону увеличения объяснимы в данном случае несколько различной фациальной обстановкой формирования осадков.

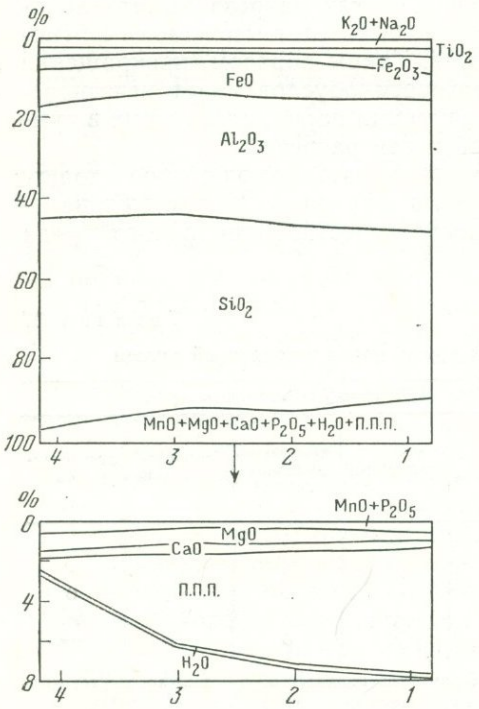


Рис. 66. Диаграммы изменений химического состава высокоглиноземистых пород в различных зонах метаморфизма. Цифры по оси абцисс соответствуют разновидностям пород в табл. 38

Высокоглиноземистые породы пурпольской свиты в процессе региональных метаморфических преобразований в целом сохраняют свой первоначальный химический состав. Такая сохранность химического состава позволяет использовать его в качестве информативного источника для изучения метаморфических пород, в частности, для восстановления исходного состава осадков.

С целью количественной оценки предполагаемого состава исходного осадка высокоглиноземистых пород пурпольской свиты нами использована методика литохимических пересчетов седиментогенных кристаллических пород на компоненты исходного осадка, предложенная О. М. Розеном (1970) и несколько измененная автором. Указанная методика предполагает, что химический состав пород существенно не изменялся в процессе метаморфизма. Учитывая многообразие состава глинистых минералов в глинах, при литохимических пересчетах, удобнее всего использовать реальный состав наиболее характерных типов глин. Располагая полными силикатными анализами метаморфических первично глинистых пород, можно ввести их в расчет как определенные

Таблица 38

Химический состав высокоглиноземистых пород пурпольской свиты (вес. %)

№ п/п	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	H_2O	Сумма
	Лондоргский антиклинорий														
1	Хлорит-серицит-пирофиллитовые диаспорсодержащие сланцы (среднее по 18 анализам)	46,52	1,08	51,68	4,00	7,75	0,04	0,57	0,33	0,32	2,13	0,16	6,28	0,21	101,27
2	Хлоритоидные сланцы (среднее по 26 анализам)	46,35	1,12	32,14	2,27	8,58	0,04	0,78	0,46	0,42	1,77	0,13	5,75	0,21	100,02
3	Дистеновые и дистен-хлоритоидные сланцы (среднее по 11 анализам)	49,00	1,05	30,07	2,62	7,64	0,05	0,79	0,58	0,50	2,15	0,09	4,61	0,10	99,25
4	Дистен-ставролит-гранатовые сланцы (среднее по 8 анализам)	52,14	1,33	28,26	3,48	8,79	0,16	1,07	0,45	0,38	2,28	0,27	1,23	0,05	100,19
	Чуйский антиклинорий														
5	Хлоритоидные сланцы (среднее по 31 анализу)	45,68	1,19	32,32	3,21	0,86	0,05	0,49	0,21	0,22	2,08	—	4,24	0,03	100,58
6	Дистен-ставролит-гранатовые сланцы (среднее по 25 анализам)	54,23	1,06	25,13	10,68	—	0,12	2,26	2,79	0,68	1,98	0,16	2,04	—	101,13

компоненты исходного осадка. При пересчетах пород на компоненты исходного осадка использовался эталонный состав глин.

Эталонный состав дает возможность установить пропорциональную зависимость окислов в каждом типе глин. Учитывая, что щелочи входят в кристаллическую решетку гидрослюдистых минералов, очевидно, расчеты следует начинать именно с них. Для вывода коэффициентов пропорциональности удобнее воспользоваться буквенными обозначениями. Обозначим K_2O, Na_2O, SiO_2, Al_2O_3, FeO типовых гидрослюдистых глин соответственно через a, b, c, d, e, а те же окислы в расчетной породе через a', b', c', d', e'. Из пропорциональной зависимости щелочей в типовом составе глин можно рассчитать необходимое количество двуокиси натрия для связи его с двуокисью калия в гидрослюдистой глине:

$$\frac{a}{b} = \frac{a}{b'}, \text{ откуда } b' = b\frac{a'}{a}.$$

Из пропорциональной зависимости между одной из щелочей и кремнеземом в типовом составе гидрослюдистых глин можно рассчитать потребное количество кремнезема для гидрослюдистой глины:

$$\frac{a}{c} = \frac{a'}{c'}, \text{ откуда } c' = c \cdot \frac{a'}{a}.$$

Расчетное количество глинозема для гидрослюдистой глины определится из соотношения кремнезема и глинозема в типовом составе гидрослюдистой глины:

$$\frac{c}{d} = \frac{c'}{d}, \text{ откуда } d' = d \cdot \frac{c'}{c}, \text{ но } c = c \cdot \frac{a'}{a},$$

поэтому, подставляя значение c', получим

$$d' = d\frac{a'}{a}.$$

Определим далее потребное количество окислов железа из пропорционального отношения глинозема и железа в типовом составе гидрослюдистой глины:

$$\frac{d}{e} = \frac{d'}{e}, \text{ откуда } e' = e \cdot \frac{d'}{d}, \text{ но } d' = d \cdot \frac{a'}{a},$$

отсюда, подставляя значение d', получим

$$e' = e \cdot \frac{a'}{a}.$$

Нетрудно заметить, что во всех вычисленных значениях окислов фигурирует отношение $\frac{a'}{a}$, которым мы обозначили отношение двуокиси калия в расчетной породе к двуокиси калия в типовом составе гидрослюдистой глины. Очевидно, это отношение постоянно в расчетах и является коэффициентом пропорциональности (коэффициентом щелочности). Однажды вычислив значение данного коэффициента и подставляя его цифровые значения в выведенные ранее формулы, можно определить процентное содержание окислов, пошедших на образование гидрослюдистой глины в расчетной породе. Суммарное содержание окислов составит общее содержание гидрослюдистой глины в исходном осадке.

Для связи оставшегося количества глинозема и кремнезема в глину каолинитового состава обратимся к эталонным составам. В глинах каолинитового типа основная пропорциональная зависимость, очевидно, существует лишь между кремнеземом и глиноземом, в то время как щелочные элементы и окислы железа являются примесью и могут находиться в различных количествах. Количество кремнезема, пошедшего на образование каолинитовой глины в расчетной породе, определится

как разница между общим количеством кремнезема и количеством кремнезема, связанным в глину гидрослюдистого состава. Из пропорции между кремнеземом и глиноземом в эталонных глинах и расчетной породе легко рассчитать потребное количество глинозема для связи с кремнеземом в каолинитовую глину.

Окислы железа, не являющиеся обязательным компонентом каолинитовых глин, могут существовать в свободном виде, вне связи с другими окислами либо входить в состав лептохлоритов. Остаток щелочей, после расчета гидрослюдистых глин, войдет, по-видимому, как примесь в состав рассчитанной каолинитовой глины. Сумма окислов, вошедших в состав каолинитовых глин, даст общее содержание глин такого типа в исходном осадке. Окислы, не вошедшие в расчет глин каолинитового и гидрослюдистого типа или оставшиеся после пропорциональной связи, очевидно, существовали в исходном осадке в свободном виде, либо в виде минералов-примесей.

После проведения литохимических пересчетов вводится поправка на содержание второстепенных и летучих компонентов, которые были исключены до расчетов. Сумма этих окислов составит величину поправки, которая пропорционально относится на каждый рассчитанный компонент. Затем состав предполагаемого первичного осадка с учетом введенной поправки вновь приводится к 100%. В табл. 39 приведены

Таблица 39

№ п/п	Порода	Состав исходного осадка, %					
		Каолинитовая глина	Гидрослюдистая глина	Глинозем	Окислы железа	Кремнезем	Сумма
	Лондоргский антиклинорий						
1	Хлорит-серицит-пирофиллитовые сланцы	51,07	39,80	1,16	7,97	—	100
2	Хлоритоидные сланцы	58,86	33,01	0,22	7,91	—	100
3	Дистеновые и дистен-хлоритоидные сланцы	50,02	39,80	—	6,41	3,77	100
4	Дистен-ставролит-гранатовые сланцы	43,39	40,87	—	7,96	7,78	100
	Чуйский антиклинорий						
5	Хлоритоидные сланцы	51,89	35,43	2,01	10,67	—	100
6	Дистен-ставролит-гранатовые сланцы	40,07	36,55	—	7,16	15,69	100

результаты пересчетов высокоглиноземистых пород пурпольской свиты на предполагаемые компоненты исходного осадка.

Анализ изменения исходного состава высокоглиноземистых пород в палеогеографическом и литологическом аспектах позволяет прийти к следующим выводам (рис. 67). В зоне, максимально приближенной к областям питания (Алданский щит и Нижне-Тунгусский палеоблок), осадки состояли преимущественно из глин каолинитового и гидрослюдистого составов с примесью свободного глинозема и окислов железа. В этой зоне, в районе Лонгдорского антиклинория, визуально и в шлифах устанавливаются скопления гидратов глинозема в виде примеси в высокоглиноземистых породах, а также диаспоровых конкреций, содержание которых достигает 7% от объема вмещающих пород, и незначительных по мощности (20 см) пластов и линзовидных тел пород диаспорового состава. Кроме того, известны скопления окислов железа

в виде пластов и горизонтов гематитовых пород значительной (до 60 м) мощности и протяженности (до 30 км). По мере удаления от областей сноса вглубь палеобассейна (хлоритоидные сланцы) исходный состав глинистого осадка в общих чертах сохранялся, однако происходило сокращение содержаний свободного глинозема. Визуально устанавливается меньшее количество конкреционных диаспоритов в хлоритоидных сланцах по сравнению с хлорит-серицит-пирофиллитовыми. Пластовые и линзовидные тела пород диаспорового состава отсутствуют. Еще далее вглубь палеобассейна (дистен-хлоритоидные и дистеновые сланцы) из состава глинистых пород совершенно исчезают гидраты глинозема, уменьшается содержание каолинитовых и возрастает содержание гидрослюдистых глин. Появляется кремнезем в свободном виде.

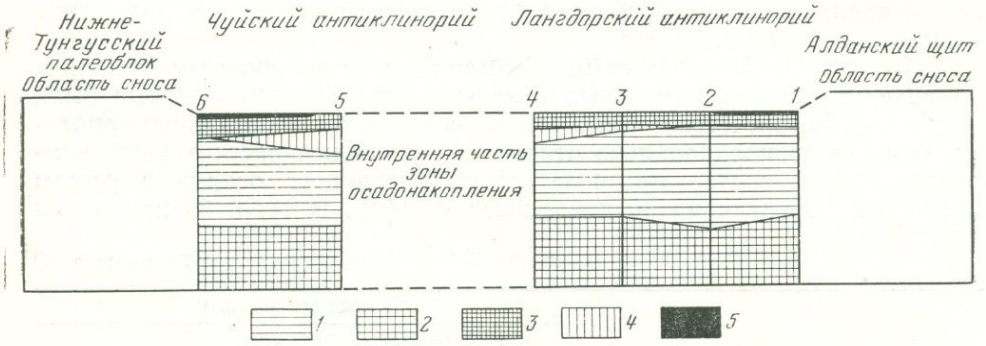


Рис. 67. Диаграмма изменения состава исходного осадка высокоглиноземистых пород в различных частях палеобассейна

Компоненты исходного осадка: *1* — каолинитовые глины; *2* — гидрослюдистые глины; *3* — окислы железа; *4* — свободный глинозем; *5* — свободный кремнезем; *1—6* — разновидности пород в табл. 39

Исходные составляющие дистен-ставролит-гранатовых пород еще более бедны каолинитовыми глинами, зато в них большую роль приобретают глины гидрослюдистого состава и свободный кремнезем.

Таким образом, по мере удаления от областей сноса, довольно четко намечается разубоживание исходного глинистого осадка высокоглиноземистыми компонентами — каолинитом и гидратами глинозема.

В советской литературе принято деление бокситовой залежи на три генетических зоны, сменяющих друг друга по мере удаления от областей сноса: а) зону ближнего выклинивания, б) зону промышленных бокситов или среднюю и в) зону дальнего выклинивания. В свете такого деления можно предполагать, что район распространения хлорит-серицит-пирофиллитовых сланцев (юго-восток Лонгдорского антиклинория) с конкрециями, прослоями и линзами диаспоровых бокситов находится в зоне дальнего выклинивания бокситовой залежи и сама залежь, очевидно, должна располагаться ближе к области сноса, т. е. в зоне сочленения Лонгдорского антиклинория и западного склона Алданского щита.

В районе Чуйского антиклинория свободный глинозем установлен пока лишь в результате литохимических пересчетов и непосредственными наблюдениями не выявлен, хотя нередко кремниевый модуль хлоритоидных сланцев этого района достигает 1. Это заставляет более осторожно подходить к перспективной оценке данного района на бокситы, хотя приблизительно также можно наметить положение бокситовой залежи.

В заключение следует коротко остановиться на подготовке исходного материала для литохимических пересчетов. О. М. Розен в качестве исходных данных для пересчетов предлагает использовать усредненный химический состав пород по n — количеству силикатных анали-

зов. Нам представляется целесообразным следующий путь подготовки исходных данных. Намеченный для литохимических пересчетов объект (пласт, горизонт) опробуется на всю мощность небольшими сколками (согласно различным инструкциям количество проб должно быть не менее 30), которые объединяются в одну пробу, представляющую собой среднюю по составу пробу данного объекта. Последняя подвергается полному силикатному анализу. В результате вместо n — количества дорогостоящих силикатных анализов можно ограничиться лишь одним. Поскольку литохимические пересчеты могут являться информативным источником для комплекса палеогеографических исследований целесообразно производить их в различных точках выбранного объекта, распределенных на площади с целью установления и объяснения закономерностей изменения исходного состава осадков.

ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА ДОКЕМБРИЙСКИХ ТОЛЩ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В докембрийской истории Средней Азии выделяется пять крупных этапов осадконакопления: архейский, раннепротерозойский, среднепротерозойский, рифейский и вендский. Длительные отрезки времени, в течение которых накапливались первичные отложения метаморфизованных комплексов, прерывались сравнительно кратковременными эпохами, характеризовавшимися проявлением регионального метаморфизма и интенсивной тектоно-магматической деятельностью. «Снятие» всех видов метаморфизма докембрийских толщ позволяет реставрировать первичные формации в условиях их образования. Это возможно благодаря тому, что региональный метаморфизм — процесс изохимический, происходивший в закрытой системе, без привноса вещества извне и без миграции его из слоя в слой. Метаморфическая дифференциация при перекристаллизации не уничтожала первично слоистого строения толщ, она происходила внутри слоев и прослоев разного литологического состава, не выходя за пределы даже тонких прослоев. П. Винклер пришел к заключению, что при перекристаллизации в закрытой системе перемещение вещества происходит очень незначительно, лишь на расстояние, равное размеру образовавшихся зерен и кристаллов.

Метасоматоз при региональном метаморфизме имел ограниченные масштабы, он возникал только в связи с плавлением (анатексисом) и протекал без миграции вещества на значительные расстояния. Следует отметить, что характер метасоматоза, не связанного с региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом, был иным. В местах вулканической деятельности, в зонах глубинных разломов, в контактовых ореолах интрузий и т. д. метасоматические процессы протекали в открытых и полуоткрытых системах и сопровождались подвижностью и миграцией отдельных элементов на значительные расстояния.

В архейский этап накапливались преимущественно обломочные и хемогенные осадки мощностью до 15 км. Типичным представителем архейских осадочных толщ является флишоидная формация терригенного и терригенно-карбонатного состава, состоящая из песчано-алевритовых, глинистых и глинисто-карбонатных осадков. Ей подчинены существенно хемогенные (карбонатная, кремнистая, высокоглиноземистая) формации.

Отсутствие грубообломочных осадков и вулканических пород дает основание предполагать, что в Средней Азии в течение архейского этапа тектоническая активность была замедленной. В конце архея осадочный комплекс подвергся региональному метаморфизму высокой ступени, в сочетании с региональным ультраметаморфизмом, что в конечном итоге привело к формированию складчатой структуры типа обширных гнейсовых куполов, сложенных ультраметаморфическими образова-

ниями. Геолого-петрологические особенности этих образований свидетельствуют о том, что они возникли одновременно с кристаллическими породами и также за счет слоистых осадочных толщ. Ультраметаморфические образования наблюдаются в различных частях мощных разрезов архея, но распределены они неравномерно, что обусловлено составом исходных слоистых осадочных толщ. Наименее благоприятные для анатексиса слои и толщи перекристаллизовывались в твердом состоянии, в результате чего образовались разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы, кальцифиры, эклогиты, кварциты. Более легкоплавкие по составу слои и прослои расплавлялись, образуя послойные мигматиты, анатектиты, а в случаях расплавления значительных масс, гомогенизации и перемещения в соседние участки формировались реоморфические гранитоидные тела.

В Средней Азии первично осадочное происхождение имеют биотитовые, гранат-биотитовые, пироксеновые и другие разновидности гнейсов и кристаллических сланцев, а также амфиболиты и эклогиты. Эклогиты и амфиболиты образуют слои, прослои очень выдержанные по простиранию как в отношении мощностей, минерального состава, так и структурнотекстурных особенностей, многократно, тонко, ритмично переслаиваются с мраморами, кальцифирами, биотит-кварцевыми сланцами и другими породами и содержат нередко примесь углеродистого вещества. Эти породы образовались за счет слоев и прослоев глинисто-карбонатных осадков.

В раннепротерозойский этап медленные поднятия консолидированной суши обусловили снос в седиментационные депрессии обломочного, преимущественно тонкообломочного материала и продуктов глубокого химического разложения кристаллических пород архея, что является свидетельством некоторой стабилизации тектонического режима и наличия длительно существующих областей сноса. В формационном отношении нижнепротерозойские флишоидные терригенные и терригенно-карбонатные формации сходны с архейскими, но отличаются от них появлением мономиктовых кварцевых песчаников.

Ранний протерозой завершился складчатостью, формированием глубинных разломов и интрузий основного и ультраосновного состава. Региональный метаморфизм охватил осадочные толщи, накопившиеся в прогибах. В результате за счет карбонатных, глинисто-карбонатных, глинистых осадков, олигомиктовых кварцевых песчаников и других отложений возник комплекс мраморов, кристаллических сланцев, эпидотовых амфиболитов, кварцитов и др. Этот комплекс, также как и архейский, характеризуется ярко выраженной слоистостью и тонким переслаиванием пород разного литолого-петрографического состава. В нижнепротерозойском комплексе Средней Азии присутствуют ортоамфиболиты, имеющие линзовидную форму, местами с секущими контактами, массивную и массивно-сланцеватую текстуру. По химизму они представлены существенно железистым типом, тогда как параамфиболиты — преимущественно магнезиально-кальциевым типом. Ортоамфиболиты отличаются сравнительным постоянством минерального и химического состава.

Среднепротерозойский этап характеризуется платформенным режимом развития земной коры. На плоских участках суши имел место процесс глубокого выветривания кристаллических пород, а в мелких эпиконтинентальных морях накоплялись преимущественно карбонатные осадки мощностью 500—800 м с подчиненными слоями терригенных осадков, состоящих из обломков пород архея и нижнего протерозоя.

Рифейский этап характеризуется тафрогенезом. В обширных грабенах подвижных зон (поясов) среднепротерозойская платформенная формация была перекрыта олигомиктовыми флишоидными толщами 6—8-километровой мощности. Среди осадочных толщ рифея довольно

широко, особенно в Кызылкумах, развита углисто-глинисто-кремнистая формация. Только один грабен Среднего Тянь-Шаня заполнился вулканогенным материалом, поступившим по разломам на поверхность Земли. В конце рифея имели место региональный метаморфизм и складчатость, произошло внедрение гранитных плутонов. В результате регионального метаморфизма за счет песчано-алеврито-глинистых, известково-глинистых, углисто-глинисто-кремнистых, кремнистых и карбонатных осадков (в зоне Среднего Тянь-Шаня — вулканогенных пород) сформировался комплекс метаморфических пород низкой (филлит-зеленосланцевой) ступени. Первичная природа пород этого комплекса устанавливается без затруднений вследствие сохранения реликтов первичных структур и текстур.

Вендский этап начался с заложения геосинклиналей, которые замкнулись в раннем палеозое. Вендский комплекс представлен разнообразными в первично формационном отношении отложениями. На территории Северного Тянь-Шаня в венде заложилась эвгеосинклиналь, в которой накапливались осадки спилитовой, флишоидной терригенной и органогенно-карбонатной формаций. В Среднем Тянь-Шане в это время формировались ледниково-морские осадочные породы с тиллитоподобными конгломератами. В Каратау-Таласской зоне и в Кызылкумах в сходных условиях отлагались флишевые толщи. Южный Тянь-Шань и Таримский массив были заняты щитом материкового льда. Метаморфизм вендского комплекса проявился слабо (начальная, глинисто-сланцевая ступень). По интенсивности регионального метаморфизма венд существенно не отличается от палеозоя и первичная природа вендских пород очевидна.

На протяжении докембрия, от архея до рифея включительно, преобладали процессы осадконакопления слоистых терригенных и хемогенных пород. Магматизм в архее имел анатектический характер. В конце раннего протерозоя в связи с формированием глубинных разломов возникли базитовые и гипербазитовые интрузии. Первые эффузивы в пределах Средней Азии появились только в рифее. В конце рифея внедрились первые гранитные интрузии. В венде в зоне Северного Тянь-Шаня образовалась мощная спилитовая формация геосинклинального характера.

ЛИТОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ МУГОДЖАР

Докембрийские образования в Мугоджарах пользуются широким распространением и обнажаются в крупных антиклинорных структурах субмеридионального простирания, выделяемых в Орь-Илекскую и Восточно-Мугоджарскую структурно-формационные зоны (Абдулин, 1973).

В Орь-Илекской зоне они представлены метаморфизованными первично осадочными и частью вулканогенными породами аксуйской и эбетинской свит.

Аксуйская свита сложена брекчие- и конгломератовидными мусковитовыми, биотитовыми, мусковит-биотит-кварцевыми, хлорит-полевошпатовыми, гранат-хлорит-полевошпат-кварцевыми, амфиболовыми кристаллическими сланцами, графитистыми кварцитами, кварцитовыми песчаниками и вулканомиктовыми алевролитами. Породы в большинстве своем характеризуются мелкозернистым строением, а брекчие- и конгломератовидный их облик, по мнению С. С. Горохова и др. (1966), обусловлен тектоническим происхождением.

Эбетинская свита в нижней части состоит из чередующихся пачек светло-серых слюдистых кварцитов, кварц-хлорит-эпидотовых, хлорит-актинолитовых, хлорит-биотит-кварцевых, эпидот-мусковит-кварцевых и других кристаллических сланцев, а также порфиритоидов. Верхняя часть сложена хлорит-полевошпат-кварцевыми, мусковит-кварц-хлори-

товыми, эпидот-хлорит-кварцевыми сланцами с подчиненными горизонтами светлых кварцитов и кварцито-песчаников. В верхах разреза отмечаются горизонты рассланцованных основных эффузивов и их туфов.

Происхождение пород аксуйской и эбетинской свит не вызывает существенных разногласий у большинства исследователей и подтверждается характером разрезов, а в отдельных случаях сохранностью первично осадочных текстур и реликтами эффузивных структур.

Значительные трудности возникают при выяснении первичной природы древних толщ Восточно-Мугоджарской зоны.

Докембрийские образования здесь метаморфизованы в условиях альмандино-амфиболитовой фации. Регионально проявлены процессы мигматизации и наложенной калишпатизации. Стратиграфия древних толщ этой зоны долгое время была предметом дискуссии и лишь в последние годы разработана достаточно согласованная схема. Докембрийские образования подразделяются на южномугоджарскую и талдыкскую серии.

Южномугоджарская серия представлена различными типами амфиболитов, гнейсов и кварцитов. Мощность ее более 3000 м. Процессы ультраметаморфизма в ней проявлены наиболее интенсивно. В составе серии выделяется две свиты: таскоринская (нижняя) и аккенжинская (верхняя).

Таскоринская свита включает шагырскую, шаникенскую и ортокарасайскую подсвиты. Отложения шагырской подсвиты представлены лейкократовыми и магнетитовыми гнейсами с редкими маломощными прослоями биотитовых гнейсов и полевошпатовых кварцитов. Шаникенская состоит в основном из крупнозернистых биотитовых гнейсов с подчиненными пачками амфиболовых гнейсов и единичными прослоями графитистых кварцитов. Ортокарасайская подсвита имеет пестрый состав. Для нее характерны лейкократовые, биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы, полевошпатовые кварциты и в меньшей степени амфиболиты, графитистые и слюдистые кварциты.

Аккенжинская свита подразделяется на тулепсайскую, чилисайскую и улыталдыкскую подсвиты. Тулепсайская представлена преимущественно амфиболитами и амфиболовыми гнейсами. Подчиненную роль играют биотитовые, двуслюдяные, лейкократовые гнейсы и кварциты. Чилисайская подсвита сложена переслаивающимися тонкополосчатыми амфиболитами, биотитовыми и биотит-мусковитовыми гнейсами. В нижних частях разреза отмечаются прослои кварцитов с обильной вкрапленностью граната. Улыталдыкская подсвита состоит из крупнозернистых амфиболитов и амфиболовых гнейсов с редкими горизонтами биотитовых гнейсов и единичными линзами светлых мраморов.

Талдыкская серия представлена преимущественно гнейсами и кристаллическими сланцами. Мощность их около 1500 м. Мигматизация пород проявлена слабее. В составе серии выделяются две свиты: кандыкаринская и борлинская.

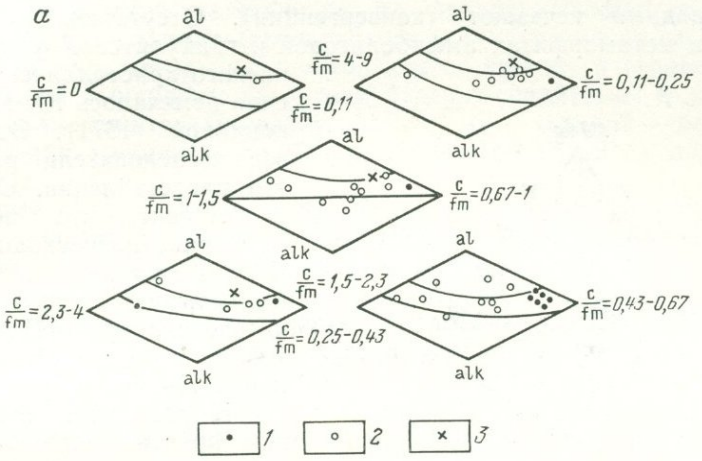
Кандыкаринская свита сложена лейкократовыми гнейсами, схожими с породами шагырской подсвиты. Резко подчиненное положение в ней занимают прослои и линзы кварцитов, амфиболитов и гнейсов. В верхних частях разреза отмечаются отдельные горизонты кристаллических сланцев с кианитом и гранатом.

Борлинская свита повсеместно представлена слюдяными и слюдяно-кварцевыми сланцами и прослоями графитистых и мусковитистых кварцитов. Характерно присутствие граната, кианита и реже ставролита.

Реликты первичных осадочных текстур в метаморфических толщах Восточно-Мугоджарской зоны сравнительно редки и устанавливаются в основном в верхних частях разреза, породах талдыкской серии, для

которых характерно некоторое уменьшение степени метаморфизма (до эпидот-амфиболитовой фации). Это параллельная и косая слоистость, бластопсаммитовые структуры, иногда значительное обогащение магнетитом и окатанные зерна циркона в лейкократовых гнейсах кандыкаринской свиты, а также повышенная глиноземистость пород борлинской свиты.

Применение геологических методов при исследовании образований южномугоджарской серии не позволяет всегда однозначно судить об



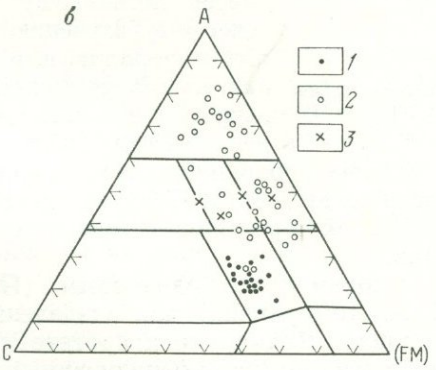


Рис. 68. Амфиболиты (*1*), гнейсы (*2*) и кристаллические сланцы (*3*) Восточно-Мугоджарской зоны:

а — на диаграммах П. Ниггли, *б* — на диаграмме Н. П. Семененко

осадочном, либо магматическом их происхождении. Наиболее вероятной представляется осадочная природа лишь в случае тонкого переслаивания с постепенными переходами пород различного состава (кварцитов, гнейсов, амфиболитов). В мигматизированных же толщах амфиболитов и гнейсов выделение первичной полосчатости не лишено субъективности. Возможность различного толкования генезиса полосчатых текстур в таких образованиях подчеркивалась неоднократно (Грубенман, Ниггли, 1933; Елисеев, 1967; Судовиков, 1964 и др.). Проводились экспериментальные исследования (Доморацкий, 1968), указывающие на возможность возникновения полосчатости в древних толщах в результате хемогенного осадкообразования. Полученные нами данные по характеру мигматизации метаморфических толщ района свидетельствуют о значительном участии при образовании полосчатых текстур процессов метаморфической дифференциации (Русин, 1972).

Петрографическое изучение пород южномугоджарской серии показало повсеместное развитие бластических, а в гранитоидных обособлениях мигматитов — гипидиоморфнозернистых и гранитовых структур. Ни в одном из шлифов реликты исходных пород обнаружены не были. Это обстоятельство нам представляется вполне закономерным. Термодинамические условия альмандин-амфиболитовой фации и ультраметаморфизма близки к условиям выплавления гранитоидных эвтектик (Винклер, 1969). В то же время главенствующее значение в этих условиях приобретает одностороннее давление (стресс), обусловливающее появление кристаллизационной сланцеватости и полную перекристаллизацию пород, в результате чего различия между осадочными и магматическими породами исчезают (конвергенция). Отсутствие реликтовых структур в метаморфитах амфиболитовой и гранулитовой фаций Украинского кристаллического массива отмечалось Ю. Ир. Половинкиной (1971). Однако не все исследователи разделяют эти представления. Существует мнение, что первичные структуры превосходно сохраняются в породах, испытавших метаморфизм любой степени интенсивности (Павловский, 1962; Сидоренко, 1969; Сидоренко, Лунева и др. 1971).

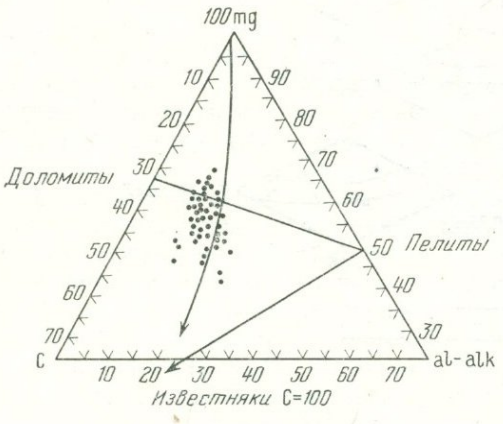


Рис. 69. Амфиболиты Мугоджар на диаграмме Б. Лика (по А. В. Миловскому и др., 1966)

В последние годы большое значение при выяснении природы исходных толщ придается детальному минералогическому изучению акцессорных минералов, и, в частности, одному из наиболее устойчивых из них — циркону (Сидоренко, 1969; Сидоренко и др., 1972). В Мугоджарах такие работы проводились сотрудниками МГУ им. М. В. Ломоносова (Миловский и др., 1966). Наличие окатанного циркона в большинстве метаморфических пород привело к выводу о первично осадочном их происхождении.

Использование петро- и геохимических диаграмм (П. Ниггли; Б. Лик; Н. П. Семененко; Н. А. Доморацкий) для разделения осадочных и магматических пород приводит зачастую к противоречивым результатам, не согласующимся с наблюдениями, полученными другими методами. Так, числа П. Ниггли и коэффициенты Н. П. Семененко дают довольно пеструю картину природы гнейсов и кристаллических сланцев (рис. 68), а попадание почти всех амфиболитов на диаграммах (рис. 69) в поля магматогенных пород не увязывается с отмечаемым в отдельных случаях тонким переслаиванием их с гнейсами и графитистыми кварцитами, а также присутствием в них окатанных зерен цирконов.

Таким образом, изучение глубокометаморфизованных регионально мигматизированных образований докембрия Мугоджар показало, что выяснение их первичной природы представляет сложную, не всегда однозначно решаемую задачу. Вопросы выбора наиболее рациональных и разработки новых методик при таких исследованиях требуют дальнейшего всестороннего обсуждения. В то же время, первичное происхождение менее метаморфизованных толщ (до эпидот-амфиболитовой фации), при использовании всего комплекса современных методов исследования, устанавливается достаточно определенно.

ФОРМАЦИОННАЯ ОЦЕНКА И ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИИ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ПРОТЕРОЗОЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

В последние годы для метаморфических образований нижнего — среднего протерозоя Центрального Казахстана, преимущественно первично вулканогенных и вулканогенно-осадочных, которые по общегеологическим признакам рассматривались как геосинклинальные (Филатова, 1972 а, б), проведен формационный анализ.

В мощном разрезе протерозойских метаморфизованных вулканогенно-осадочных и вулканогенно-терригенных толщ Центрального Казахстана, несогласно залегающих на архейско-нижнепротерозойских кристаллических сланцах (зерендинская и бектурганская серии), выделяются два существенно различающихся по составу и строению интервала: нижний с широким развитием базальт-спилитовых и дацит-кератофировых вулканитов (мощность 11 тыс. м) и верхний — более сложного строения (мощность до 10 тыс. м) с преобладанием липаритовых вулканитов.

Первый интервал разреза — раннепротерозойский — представлен согласно залегающими формациями: кварцит-филлитовой, дацит-кератофиро-сланцевой, переходящей местами в существенно осадочную, и зеленосланцевой базальт-спилит-джеспилитовой. Наиболее полно эти формации представлены в Улутау (аралбайская и карсакпайская серии), фрагментарно известны в юго-восточной Бетпак-Дале (окрестности горы Жоантобе и др.), а также на западе Кокчетавского массива (ефимовская серия, иманбурлукская свита). Они рассматриваются как образования ранней стадии протерозойского цикла развития (Филатова, 1972 б).

Базальная кварцит-филлитовая формация мощностью в 1000 м сложена высокозрелыми терригенными породами — глинистыми, богатыми калием, первично, вероятно, гидрослюдистыми, а также первично обломочными кварцитами, редко мраморами, частью оолитовыми. Формация представлена двумя крупными ритмами мощностью 600 и 400 м, осложненными ритмичностью нескольких порядков. В нижней части каждого из крупных ритмов преобладают кварциты и серицит-кварцитовые сланцы, а верхние элементы ритма образованы филлитами и мраморами. От первого ритма ко второму убывает количество кварцитов, уменьшается их реликтовая зернистость, возрастает роль филлитов, которые во втором ритме в верху переходят в графитистые пиритсодержащие разности. В Южном Улутау с востока на запад в первом ритме уменьшается роль кварцитов, происходит их замещение серицит-кварцитовыми сланцами и филлитами. Формация имеет, таким образом, трансгрессивный характер разреза. Накопление осадков происходило в условиях мелководья, сменявшихся на глубоководную обстановку. Соседствующие с бассейном области размыва характеризовались пенепленизацией и развитием коры выветривания. Такие условия сохранялись до конца формирования формаций.

Две последующие формации — дацит-кератофиро-сланцевая и зеленосланцевая базальт-спилит-джеспилитовая являются сложным сочетанием вулканогенных и осадочных пород. Главным фактором седиментогенеза при образовании этих формаций был вулканизм. Как среди основных, так и дацит-кератофировых вулканитов преобладают туфогенные разности с четкой градационной слоистостью, подчеркивающей водную обстановку их накопления. В эффузивных базальтовых порфиритоидах проявлена шаровая отдельность и текстура пиллоу. Терригенные породы составляют 20—25% разреза и лишь в вулканогенно-осадочной дацит-кератофиро-сланцевой формации роль терригенного компонента возрастает. Терригенные породы представлены двумя типами. Более

распространены, особенно в дацит-кератофиро-сланцевой формации, филлиты и бластоалевритовые, мелкобластопсаммитовые серицит-кварцевые сланцы, аналогичные развитым в базальной кварцит-филлитовой формации. В дацит-кератофиро-сланцевой формации они сочетаются с микрозернистыми альбитовыми сланцами по пелитовым туфам и туффитами. В разрезе вулканогенно-осадочного типа за этой формацией они слагают верхние части двух нижних микроритмов, образуя пачки до 300 м.

В зеленосланцевой базальт-спилит-джеспилитовой формации филлиты и серицит-кварцевые сланцы тяготеют к нижней половине разреза и слагают верхние части нижних микроритмов. Пачки этих пород сочетаются с пачками основных вулканитов (Зайцев, Розанов, 1971), в том числе эффузивных. Филлиты сопровождаются мраморами, железистыми кварцитами обычно тонко параллельнослоистыми, иногда в сочетании с оолитовыми и водорослевыми текстурами.

Однотипность первично терригенных существенно глинистых пород в вулканогенно-осадочных толщах разного состава при разнообразии парагенетически связанных с ними вулканических образований, подчеркивает их аллохтонность. Контрастность сочетания филлитов, существенно калиевых по характеру щелочей с вулканитами обращает на себя внимание уже в лейкократовой дацит-кератофиро-сланцевой формации, вулканиты которой богаты натровой щелочью. Но еще более резко она выявляется в зеленосланцевой базальт-спилитовой формации.

Другой тип первично терригенных пород — вулканомиктовые бластопсаммитовые сланцы, реже конгломераты. В дацит-кератофиро-сланцевой формации они сопровождают вулканиты прижерловых фаций и более распространены в разрезе вулканогенного типа. Роль их нарастает вместе с увеличением вулканических пород, особенно в верхних частях формации. Вулканогенную часть разреза, наиболее богатую вулканическими породами — порфироидами по лавам, кристалло- и метакластическим туфам — завершает пачка вулканомиктовых конгломератов, а в разрезе вулканогенно-осадочного типа, в кровле его, вслед за пачкой липаритовых порфироидов появляется пачка олигомиктовых полевошпат-кварцевых сланцев с обломочным кислым пирокластическим материалом.

Непрерывная последовательность формаций — кварцит-филлитовой, дацит-кератофиро-сланцевой и зеленосланцевой базальт-спилит-джеспилитовой, их согласное залегание показывают, что они накапливались в пределах единого длительно развивавшегося прогиба.

Образование формации нижнего протерозоя Центрального Казахстана предполагается в прогибе типа геосинклинального трога, занимавшего западную половину Центрального Казахстана. Накопление аллохтонных высокозрелых терригенных осадков прерывало магматические эпохи как в процессе дацит-кератофирового, так и основного вулканизма. Источником терригенного материала при этом служили смежные с прогибом области размыва, представляющие собой, по-видимому, пенеплен. Это подчеркивает троговый характер прогиба, отсутствие соизмеримых с ним положительных структур. Прохождение филлитов и серицит-кварцевых сланцев, начиная от базальной кварцит-филлитовой формации, через весь формационный ряд, указывает на стабильность как самих областей размыва, так и их тектонического режима. Обращает на себя внимание не только представительность терригенных аллохтонных интервалов разреза, указывающих на длительность амагматических эпох, но и черты мелководности их образования. Это свидетельствует о замедленном темпе тектонических движений при накоплении вулканогенно-осадочных формаций и о тектонических паузах, разделявших активные магматические эпохи. С конца второго цикла осадконакопления базальт-спилитовой формации, и более интенсивно

в двух последних циклах, начинают поступать продукты перемыва подстилающей дацит-кератофировой формации в галечной фракции. Очевидно, со временем трог сужался, а смежные поднятия становились морфологически более выраженными. К концу времени накопления формации более определенно проявило себя поднятие к западу от трога, где на поверхность были выведены древнейшие граниты.

Последующие толщи метаморфического комплекса протерозоя (средний протерозой) — с широким развитием кислых вулканитов — представлены следующими формациями (снизу вверх по разрезу): меланократовой вулканогенно-терригенно-сланцевой, липарит-лептитовой и молассоидной вулканогенно-терригенно-сланцевой. Верхняя часть комплекса сложена терригенными формациями — карбонатно-кварцит-филлитовой и кварцит-песчаниковой. Эти формации отвечают поздним стадиям протерозойского цикла развития.

В формациях смешанной природы первично терригенные породы составляют до 60%. Они сочетаются с кислыми вулканитами меняющегося состава — дацит-липаритовыми в нижней формации и липаритовыми, трахилипаритовыми в последующих. Всем формациям свойственно незначительное проявление основных вулканитов (около 10%), обычно меланократовых высокоглиноземистых, с повышенным содержанием щелочей (Na до 4—5%).

В меланократовой вулканогенно-терригенно-сланцевой формации (кособинская свита жийдинской серии), имеющей мощность около 3 тыс. м в нижней ее половине, развиты бластопсаммитовые полевошпат-кварцевые сланцы, переходящие в кварциты. Они сопутствуют дацит-липаритовым туфогенным вулканитам и представлены продуктами их перемыва. Роль продуктов перемыва по отношению к кислым вулканитам, как и степень переработки вулканомиктового материала, большая в нижней части разреза. В верхней половине формации — существенно терригенной — появляется иной тип кварцитов, с мелкопсаммитовым, хорошо сортированным реликтовым обломочным материалом и примесью хлорита в цементирующей массе. Роль кварцитов по отношению к филлитам возрастает вверх по разрезу.

Липарит-лептитовая формация в западной части Центрального Казахстана (в Улутау) представлена порфироидно-сланцевой полимиктовой подформацией, а на севере (Кокчетавский массив) и востоке (в пределах Атасу-Моинтинского водораздела) порфироидно-филлит-кварцитовой. Сводная мощность в полных разрезах близка 8—9 тыс. м, но в порфироидно-сланцевой полимиктовой подформации мощность уменьшается до 5—6 тыс. м за счет несогласий. В этой подформации первично терригенные породы представлены полимиктовыми, с гранитной экзотической галькой и валунами, конгломератовыми, бластогравелитовыми, бластопсаммитовыми сланцами, кварцитами и филлитами.

Порфироидно-филлит-кварцитовая подформация более богата первично терригенными породами, которые представлены кварцитами, серицит-кварцитовыми сланцами и филлитами. Присутствуют также конгломераты в отдельных горизонтах и прослоях с галькой местных пород (кварцитов, реже филлитов), а также полевошпат-кварцевые сланцы — продукты перемыва кислых вулканитов.

Накопление исходных толщ липарит-лептитовой формации происходило в бассейне, заметно различающемся в запад-юго-западной и восток-северо-восточной частях района. Восток-северо-восточная часть Центрального Казахстана имела колебательный режим движений, при котором в начале циклов осадконакопления бассейн углублялся, а затем происходило его обмеление. Преобладающим типом осадков здесь были высокозрелые образования — глинистые, а в обстановке мелководья и наземных условиях — кварцевые. Прилегающая к бассейну суша имела уплощенный пенепленизированный рельеф. Такая же об-

становка возникала и при осушении бассейна. Кислый вулканизм начинался в наземных условиях, при наиболее высоком стоянии региона. Иногда ему предшествовало воздымание с образованием гористого рельефа, а чаще сохранялась обстановка пенеплена. Запад-юго-западу Центрального Казахстана был свойствен более контрастный режим движений: частая смена эпох осадконакопления с довольно длительными эпохами размыва. Однако и здесь эпохи воздымания завершались полной пенепленизацией района и последующий цикл осадконакопления начинался высокозрелыми кварцевыми осадками, быстро сменявшимися обычно кислыми пирокластами. Лишь в период образования средней части формации периодически возникало поднятие, поставляющее грубый — валунный и галечный — материал. Судя по проявлению в этих же осадочных циклах базальтового вулканизма, росту поднятия способствовали глубинные разломы, служившие одновременно магмопроводящими каналами.

Новую стадию развития рассматриваемого региона в протерозое представляют молассоидно-вулканогенно-терригенная и карбонатно-кварцит-сланцевая формации. Они выполняют наложенные прогибы.

Молассоидной формации свойствен парагенез полимиктовых частью красноцветных конгломератов и основных вулканитов, сменяющийся контрастным сочетанием этих же вулканитов с кислыми продуктами перемыва последних в виде бластопсаммитовых полевошпат-кварцевых сланцев. Роль грубого материала, как и вулканитов, особенно основных, убывает вверх по разрезу в двух последующих разделенных несогласиями осадочных ритмах мощностью соответственно 1300—1650 и 600 м (белкудуская и карасайская свиты боздакской серии). Базальные слои в каждом из ритмов сложены существенно кварцевыми бластопсаммитовыми сланцами мощностью в десятки метров, которые предшествуют полимиктовым конгломератам. Этот разрез свойствен Южному Улутау. К востоку на Сарысу-Тенизском водоразделе конгломераты исчезают, терригенные члены разреза приобретают существенно кварцевый состав.

Своеобразие состава метаморфического комплекса протерозоя Центрального Казахстана — сопровождение вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций, первично глинистыми и кварцевыми породами — свойственно, таким образом, всему формационному ряду нижнего — среднего протерозоя Центрального Казахстана от формаций ранней стадии развития до орогенных включительно. Представляется, что такое своеобразие состава проявлено в протерозойских метаморфических толщах многих регионов.

На примере железорудных толщ нижнего протерозоя, стратиграфически и формационно более определенно сравнимых, можно отметить следующее. Филлит-кварцитовая, дацит-кератофиро-сланцевая и зеленосланцевая базальт-спилит-джеспилитовая формации Центрального Казахстана представляются вариантом формаций нижнего протерозоя, известных в пределах Украинского и Балтийского щитов (Михайловская и Курская серии КМА, Криворожская и предшествующая ей в разрезе амфиболитовая серия Кривого Рога, гимольская серия Карелии и др.). Широкое развитие в последних высокозрелых терригенных пород (собственно джеспилитоносные интервалы разреза) — филлитов, серицитовых, серицит-кварцевых сланцев всегда обращало на себя внимание, а в последнее время привело некоторых исследователей к мысли о платформенном типе этих отложений (Плаксенко, 1966; Петров, 1971). Разрез нижнего протерозоя Центрального Казахстана, где сходные образования парагенетически связаны с вулканогенными толщами дацит-кератофирового и базальт-спилитового состава, более определенно раскрывает формационные особенности толщ раннего протерозоя, а также палеогеографическую и палеотектоническую обстанов-

ку того времени, когда на коре континентального типа возникали прогибы, несущие, с одной стороны, черты геосинклинального развития, а с другой, авлакогенов.

РАННЕМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПЕСЧАНИКОВ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРОТЕРОЗОЯ ВОСТОЧНОГО КРЫЛА МАЙТЮБИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ УЛУТАУ

В настоящее время все чаще обращаются к реконструкциям первичных литологических признаков метаморфизованных терригенных отложений, признавая их важнейшими показателями обстановок древнего осадконакопления (Лунева, 1972; Сидоренко, Лунева, 1961; Сидоренко, 1970 а). Однако пределы точности таких реконструкций могут быть конкретизированы при изучении пород, претерпевших только начальный метаморфизм. К подобным породам принадлежат многие разновидности изученных докембрийских сланцев восточного крыла Майтюбинского антиклинория в районе Южного Улутау, относящиеся к боздакской серии и подстилающей ее кумолинской свите майтюбинской серии соответственно верхнего и верхов среднего протерозоя (Зайцев, Филатова, 1971; Филатова, 1970; Филатова, Япаскурт, 1971).

Признаки псаммитовых структур обнаружены у многих разновидностей метаморфических пород, разнообразных по внешнему облику и вещественному составу: кварцитовых, графит-кварцитовых, серицит- и хлорит-серицит-кварцевых, карбонатно-кварцевых, серицит-полевошпат-кварцевых и др. Все эти породы обособлены в единую группу «бластопсаммитовых сланцев» и имеют следующие общие черты строения.

1. Присутствие в количестве 50—90% реликтов обломочных зерен различных минералов (чаще всего кварца и полевых шпатов), либо метаморфических сланцев, с размерами от 2 до 0,25 мм, реже — более мелкими, которые заметны под микроскопом, а частично и невооруженным глазом. 2. Искаженность первичной формы, как правило, сохранившихся обломков и замещение их минералов в большинстве метаморфогенными: полевых шпатов — альбитом, кварца — кварцем же, темноцветных минералов — эпидотом, актинолитом и хлоритом. 3. Наличие части терригенных компонентов, преимущественно алевритовой и мелкопсаммитовой фракций, перекристаллизованных вместе с цементирующим веществом в лепидогранобластовые агрегаты зерен кварца (от 0,02 до 0,2 мм), чешуй серицита, хлорита (до 0,2—0,25 мм), иногда с альбитом, кальцитом, эпидотом, актинолитом, а также с примесью тонкораспыленного графита, гематита или лейкоксена; исключение составляют лишь отдельные, наиболее устойчивые минералы тяжелой фракции: циркон, реже турмалин и гематит, которые и в мельчайших зернах сохраняют окатанную форму. 4. Более или менее отчетливое проявление двух типов текстур: метаморфогенной сланцеватой и реликтовой слоистой, которые не всегда совпадают по направлению. Кристаллизационная сланцеватость обусловлена плоскостной ориентировкой новообразованных слюдистых минералов и удлиненных гранобластических зерен цемента, которые как бы обтекают реликтовые обломки; иногда она усиливается переориентировкой удлиненных обломков. Первичная же слоистость сохраняется в виде чередующихся полос с мощностями от долей сантиметра до нескольких сантиметров, различающихся насыщенностью, размерами или составом бластопсаммитовых зерен. Тончайшая слоистость подчеркивается также изменениями в цементе, например, различной концентрацией графитистого вещества, лейкоксена, либо рудных минералов.

Перечисленные свойства проявлены в рассматриваемых породах крайне неравномерно, в зависимости от исходных структур и состава той или иной разности. Нередко в единых разрезах переслаиваются породы, преобразованные кристаллобластезом настолько неодинаково, что, будучи взяты в отдельности, они могли бы относиться к разным стадиям метаморфизации. Это касается, прежде всего, проявления кристаллизационной сланцеватости и степени измененности обломков.

Сланцеватость интенсивно развита в тех прослоях, которые обогащены серицитом, хлоритом, либо обломками метаморфических слюдистых пород. В прослоях же существенно кварцевых, либо кварц-полевошпатовых — она лишь слабо намечается и проявлена только в торцо-

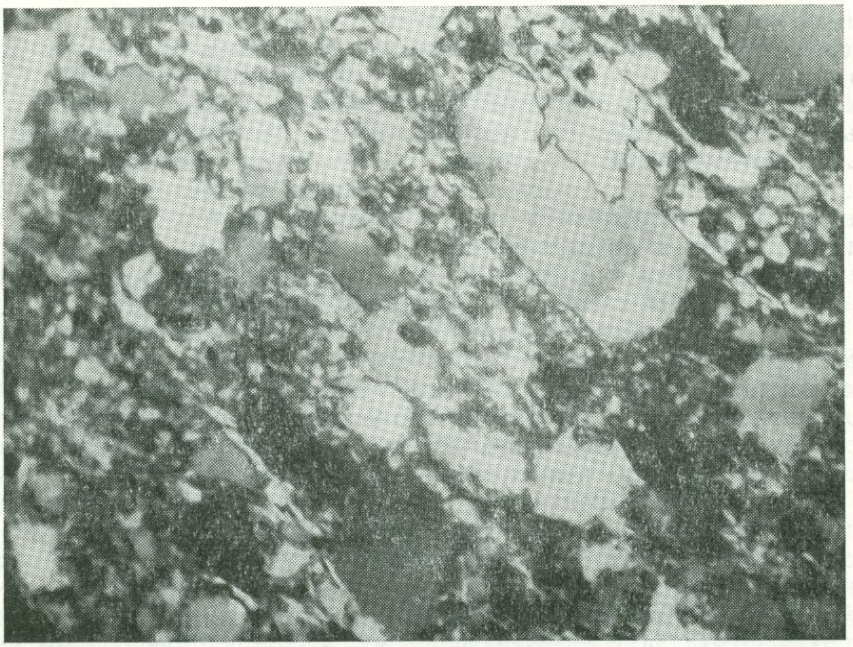


Рис. 70. Серицит-кварцевый сланец с отчетливой бластопсаммитовой структурой из нижней пачки кумолинской свиты. С анализатором, ×40

вых (теневых) участках перекристаллизованных псаммитовых зерен.

Сохранность обломков также во многом обусловлена их составом и в особенности сгруженностью, сортировкой, размерами и формой, т. е. характером структуры первоначального песчаника. Она наилучшая там, где псаммитовые зерна хорошо отсортированы по размерам и количественно не превышают 60% всего объема, будучи разобщены и «запечатаны» цементом базального типа (рис. 70). У таких пород обнаруживаются многие структурные признаки дометаморфических стадий эпигенеза (катагенеза): обрастание мономинеральных (главным образом, кварцевых и полевошпатовых) обломков тончайшими регенерационными каемками тех же минералов, либо их корродированность цементом, инкорпорационные прорастания на стыках единичных зерен и др. Однако эти особенности строения унаследованы от эпигенетических особенностей на качественно новом этапе раннего метаморфизма, при котором большинство минералов как в обломках, так и в регенерационных каймах совместно замещены метаморфогенными. В частности, плагиоклазы полностью альбитизированы; многие из калиевых полевых шпатов также замещены альбитом с характерным «шахматным» строением. Испытывает значительную перекристаллизацию и кварц, замещающийся вторичным, «очищенным» от газовожидких включений. Опти-

ческие ориентировки новообразованных и прежних минералов совпадают, что и создает эффект сохранения дометаморфических структур, благодаря которому для данных пород удается реставрировать гранулометрические свойства достаточно точно в диапазоне от крупно- до мелкопсаммитовой фракции включительно (от 1—2 мм до 0,1 мм).

Несколько по-иному преобразованы терригенные компоненты других пород, отличающихся большой насыщенностью и худшей отсортированностью обломков, которые зачастую превращены в сланцы с едва уловимыми признаками бластопсаммитовых структур. Между этими и описанными породами имеются многочисленные промежуточные разности, в которых возможно наблюдать следующую направленность процесса кристаллобластеза.

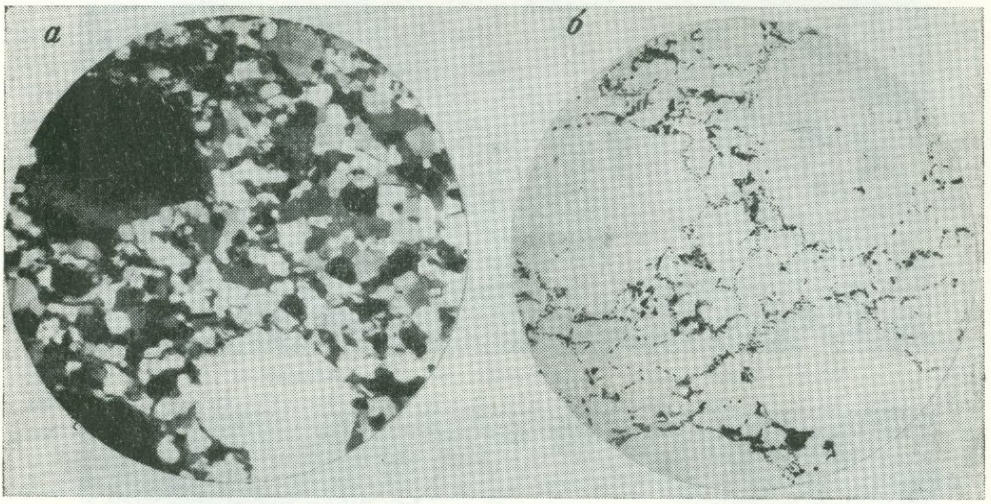


Рис. 71. Бластопсаммитовый кварцит из базального горизонта кумолинской свиты:
а — с анализатором, *б* — без анализатора, ×30

Взаимно соприкасающиеся обломочные зерна мономинерального состава обычно подвергаются частичной либо полной грануляции, превращению из более мелких гранобластических зерен кварца или альбита в скопления, сливающиеся воедино с метаморфогенным цементом. Зерна же полимиктового состава, сложенные осадочно- либо вулканогенно-метаморфогенными породами, опознаются еще труднее, так как при плотной упаковке становятся разлинзованными и расплющенными. Происходит кажущееся обеднение породы обломками, однако на месте исчезающих часто сохраняются их теневые контуры в виде остаточных оторочек тонкозернистого графита, рудного минерала, либо серицита, которые различимы под микроскопом при выключенном анализаторе (рис. 71, 72). Выявление подобных оторочек и исследование заключенного в них вещества дает возможность установить даже при интенсивном кристаллобластезе компоненты крупнопсаммитовой и часть среднепсаммитовой фракций (соответственно 1—0,5 мм и 0,5—0,25 мм). Но судить о их первоначальной форме можно лишь весьма приближенно, поскольку степень их деформированности в любом прослое неодинакова и среди общей массы сильно искаженных обломков всегда находится некоторое количество хорошо сохранившихся.

Оценка первоначального вещественного состава псаммитовых зерен в рассматриваемых сланцах сопряжена с неизбежными погрешностями. Одни обусловлены субъективными трудностями в реставрации гранулированных и деформированных обломков. Для пород с разной

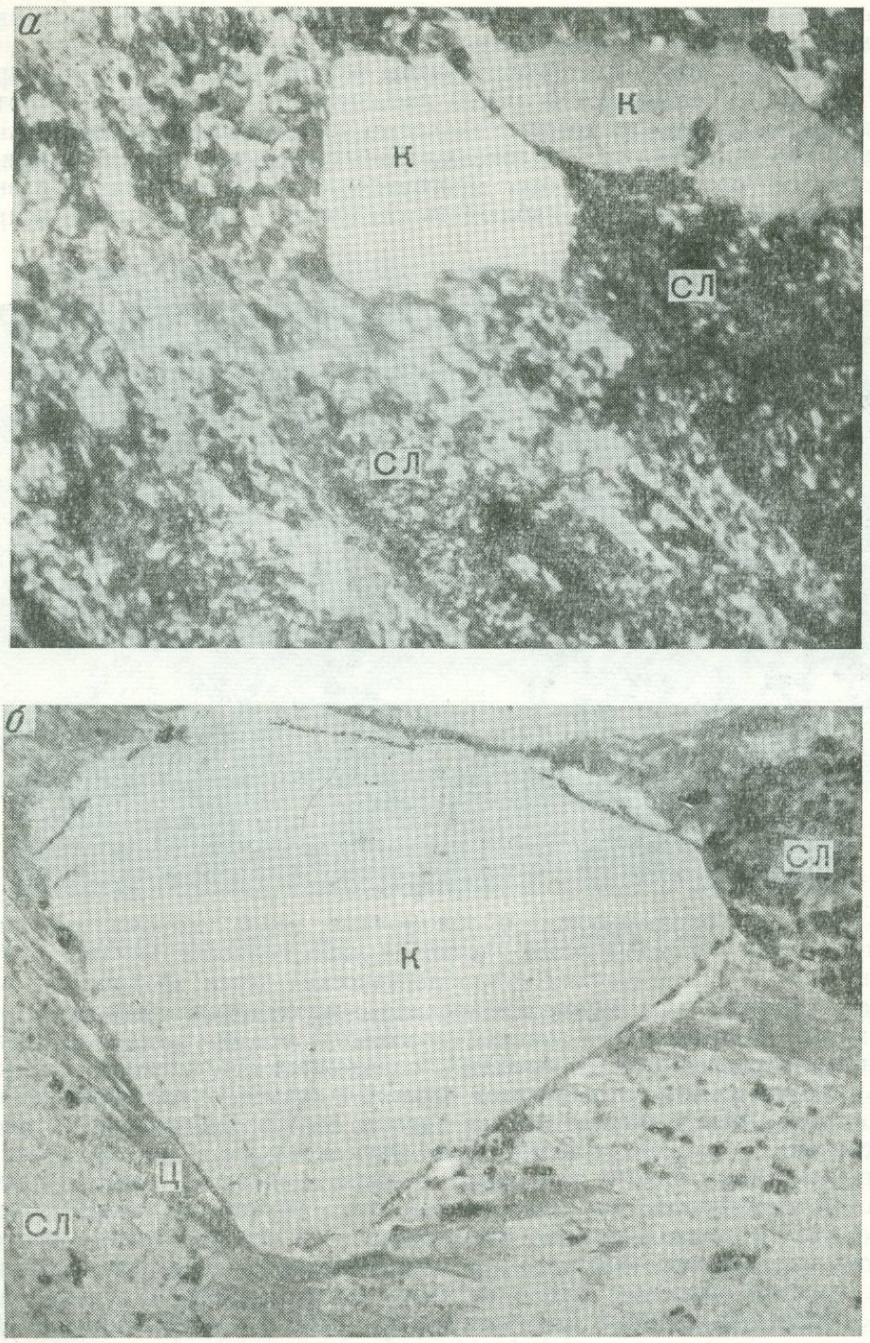


Рис. 72. Бластопсаммитовый сланец по песчанику субграувакового состава из базальной пачки белкудукской свиты на р. Белеуты.

а — с анализатором, ×40; *б* — без анализатора, ×60
СЛ — обломки метаморфических сланцев, К — регенерированные псаммитовые зерна кварца, Ц — крупночешуйчатый серицит цемента

структурой мы можем учесть обломочный материал с неодинаковой полнотой: у одних — только в пределах крупнозернистых фракций, у других — вплоть до алевритовых фракций. По этой причине может произойти общее завышение олигомиктовости пород, так как во всех фракциях мономинеральные зерна выделяются отчетливее полимиктовых. Другие объективные погрешности вызваны общей искаженностью состава метаморфизованных песчаников тоже в сторону олигомиктовости по сравнению с исходным веществом осадков, потому что часть неустойчивых терригенных минералов (амфиболы, пироксены, некоторые полевые шпаты и другие) могла быть разрушена при эпигенетических и раннеметаморфических процессах. Все это приводит к стиранию многих различий в составе первичных песчаников, но не уничтожает их полностью.

Микроскопические исследования позволяют выявить среди бластопсаммитовых сланцев разнообразные типы и оценить для каждого из них количественно состав реликтовых псаммитовых зерен по выборочным шлифам с минимальным кристаллобластезом. Такая оценка не может дать абсолютно точных результатов. Но она позволяет различить многие одинаково метаморфизованные и внешне сходные породы по их разной относительной полимиктовости и обособить разные типы первоначальных песчаников — близкие к олигомиктовым существенно кварцевым, либо полевошпат-кварцевым от близких по составу к граувакковым и субграувакковым (см. рис. 70, 72). Каждый из этих типов имеет вполне определенное положение в разрезе среднего — верхнего протерозоя (Япаскурт, 1969, 1971 б, в).

Таким образом, региональный метаморфизм бождакской и майтюбинской серий искажает, но не нивелирует индивидуальные свойства песчаников. Исходные структуры и вещественный состав этих песчаников оказывают большое влияние на характер бластических структур и минеральный состав новообразованных метаморфических пород. А так как сложенные ими толщи неоднородны по составу и строению, то кристаллобластез в них проявлен весьма неравномерно. Это является одной из причин затруднений в выборе критериев для оценки начальной границы метаморфизма зеленосланцевой фации в особенности, потому что минералы-индикаторы зеленосланцевой фации обнаруживаются как аутигенные новообразования в цементе песчаников при эпигенезе (катагенезе) (Копелиович, 1965; Коссовская, Шутов, 1971).

Ранний метаморфизм характеризуется сменой реакций в системах открытого типа реакциями без привноса и выноса вещества, происходящих в твердом состоянии и путем диффузии к границам зерен. Отсюда следует, что вопрос об эмпирическом установлении начальной границы раннего метаморфизма должен сводиться к оценке количественных соотношений метаморфогенных минералов с реликтовыми, не успевшими приспособиться к данной термодинамической обстановке. Последние на стадии метаморфизма должны играть минимальную роль. В терригенных породах реликтовые минералы дольше всего могут сохраняться в составе обломочных зерен, так как цемент преобразуется в первую очередь. Поэтому критерием метаморфизма для таких пород является максимальная перекристаллизация обломков: «Если крупные обломочные зерна также повсеместно участвуют в реакции, так что порода становится существенно перекристаллизованной, то этот процесс следует рассматривать как метаморфический» (Файф и др., 1962).

Что, однако, следует понимать под «существенной перекристаллизацией» в этом определении? Должны ли в метаморфических породах полностью утрачиваться обломочные структуры? Изложенные данные позволяют ответить на этот вопрос отрицательно. Седиментогенные структуры оказываются достаточно консервативными и «переживают» осадочные минералы. Переработка структур происходит с запозданием

по отношению к изменениям минерального состава, причем, интенсивность этой переработки во многом определяется характером самих структур. Благодаря этому не только исходный состав, но и первично гранулометрические свойства песчаников среднего и верхнего протерозоя доступны для реставрации.

ФОРМАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ИСТОЧНИКИ ФОСФОРА В ВЕРХНЕМ ДОКЕМБРИИ — НИЖНЕМ КЕМБРИИ МАЛОГО КАРАТАУ

Способ осаждения фосфатов, по-видимому, не вызывает особых разногласий у исследователей. По мере изучения фосфоритов Каратау взгляды на причины их образования претерпели эволюцию от биогенной гипотезы через хемогенную до биохимической. Гораздо сложнее обстоит дело с вопросом о происхождении фосфоритов Каратау. В настоящее время мы имеем две основные гипотезы: эксгаляционно-осадочную — связанную с выносом в бассейн осадконакопления эндогенного фосфора (Шатский, 1955; Еганов, 1964; Бродская, Ильинская, 1968) и биохимическую — объясняющую образование фосфоритов выносом фосфора реками с гумидных равнин (Бушинский, 1963, 1966).

Положение фосфоритов Малого Каратау в мощном геосинклинальном разрезе Северного Тянь-Шаня, где имеется большое количество вулканогенных толщ и в то же время отсутствуют следы вулканической деятельности в период фосфатонакопления, оставляет до настоящего времени спорным вопрос о генезисе этих фосфоритов. Разбор вопроса о роли вулканизма ограничивается только установлением следов последнего в синхронном или подстилающем разрезе, как будто бы любой вулканизм является непременной причиной фосфатонакопления.

Фосфоритоносные отложения Малого Каратау хорошо изучены. Установлен минеральный и химический состав пород, их структурно-текстурные особенности, условия залегания и закономерности фациального размещения, общие палеогеографические особенности накопления (Безруков, 1954; Гиммельфарб и др., 1962; Соколов, Машкара, 1938; Джумалиев, Холодов, 1970).

В своем развитии Таласо-Каратауская зона в позднем докембрии и раннем палеозое испытала два крупных этапа (табл. 40). В байкальское время она представляла собой типичную миогеосинклиналь. За интервал времени нижний рифей — низы венда здесь образовался полный ряд геосинклинальных и орогенных формаций (Максумова, 1967). Закончился этот цикл общим поднятием территории, на которой быстро развивались процессы денудации. В Тянь-Шане позднедокембрийские коры выветривания установлены в хр. Курук-Таг (Ху-Шу-юн, 1958), в бассейне р. Сары-Джаз и хр. Джетым-Тоо (Адышев и др., 1967), а также на продолжении Тянь-Шаня в хр. Улу-Тау Центрального Казахстана (Ергалиев, 1965). В основании толщ верхов венда — низов кембрия в хр. Каратау недавно обнаружены реликты древних кор выветривания с каолинит-гидрослюдистой зоной вверху (Максумова, 1973). Верхняя возрастная граница коры выветривания определяется как самые верхи венда — низы кембрия. В Малом Каратау процессы денудации и выветривания развиваются по верхам курганской свиты низов венда, в Боролдайтау (хр. Большой Каратау) — по кайнарской свите верхнего рифея. Уцелели преимущественно нижние горизонты профиля выветривания, а верхние размыты поздневендской — раннекембрийской трансгрессией. Продукты размыва сохранились в перекрывающих кору выветривания толщах. Признаки широкого развития процессов выветривания несет так называемая кыр-шабактинская свита хребта. Вместе

Таблица 40

Формации позднего докембрия и нижнего палеозоя Таласского хребта и Малого Каратау

Серия	Таласский хребет	Малый Каратау	Формация	Ряды формаций
Тамдинская	Бешташская свита: известняки, доломиты (1500—2000 м)	Шабактинская свита: известняки, доломиты (2000 м)	Карбонатная	Платформенный (терригенно-карбонатный)
		Чулактауская свита: кремни, фосфориты, доломиты (0—70 м)	Фосфоритоносная карбонатно-кремнистая	
		Беркутинская свита: доломиты (2—10 м)	Автохтонная красноцветная карбонатно-терригенная	
		Кыр - шабактинская свита: алевролиты, доломиты, песчаники (2—150 м) Кора выветривания	Каолинит-гидрослюдистая кора выветривания	
	Тиллитоподобные конгломераты, песчаники, алевролиты (70 м)		Фангломератовая моласса	
	Курганская свита: туфы, туффиты, кремни, алевролиты, песчаники, конгломераты (300—800 м)		Терригенно-телепирокластическая (трахилипаритовая)	Орогенический
Малокаройская	Чичканская свита: алевролиты, кремни, доломиты со строматолитами (70—170 м)		Углисто-глинисто-кремнисто-карбонатная	
	Кызылбельская свита: алевролиты, песчаники, известняки (до 300 м)	Актугайская свита: гравелиты, конгломераты, песчаники (175 м) Коксуйская свита: песчаники, алевролиты, конгломераты (70—200 м)	Пестроцветная молассоидная	
Карагаинская — большекаройская	Чаткарагайская свита: известняки со строматолитами: мергели, аргиллиты (100—900 м)	Большекаройская свита: песчаники, алевролиты, в верхней части 100-метровая толща розовых известняков (1500—2000 м)	Флишевая	Геосинклинальный
	Сарыджонская свита: полимиктовые песчаники, аргиллиты, известняки (600 м)			
	Тагыртауская свита: граувакки, аргиллиты (1200 м)			

Продолжение табл. 40

Серия	Таласский хребет	Малый Каратау	Формация	Ряды формации
Узунахматская кокджотская	Узунахматская свита: филлиты, бластопесчаники, известняки (1200 м)	Кокджатская свита: филлиты, бластопесчаники, известняки (1600 м)	Флишоидная песчанико-сланцевая	Геосинклинальный
Ичкелетауская	Карабуринская свита: известняки, филлиты, кварцевые песчаники (900 м)		Карбонатно-филлитовая	
	Бакаирская свита: мраморы, углефицированные известняки, филлиты			
	Каракульджинская свита: кристаллические сланцы		Кристаллический фундамент	

с беркутинской свитой доломитов обе они составляют единую очень своеобразную автохтонную терригенно-карбонатную формацию, отличающуюся широким развитием красноцветных глинистых и глинисто-алевролитовых пород. Среди глинистых минералов широко развита гидрослюда, реже каолинит. Типичными членами этой формации являются также доломитистые известняки с довольно большой примесью хорошо окатанных обломков кварца, циркона, рутила, ильменита, лейкоксена. В нескольких горизонтах песчанистых известняков содержится глауконит, составляющий иногда 50% вмещающей породы. Абсолютный возраст очищенного от железистых рубашек глауконита, определенный М. А. Гаррис калий-аргоновым методом, составляет 570±10 млн. лет. В глинисто-карбонатных горизонтах этой толщи отмечается повышенное содержание марганцевых минералов.

В позднем венде начинается новое погружение Таласо-Каратауской зоны, положившее начало новому тектоническому циклу развития зоны и сопряженных с ней регионов. Начальный этап его отличается медленным осадконакоплением в мелководном бассейне; характерны также многочисленные конседиментационные перемывы. Состав, строение, малая мощность красноцветной терригенно-карбонатной и вышележащих фосфоритоносной кремнисто-карбонатной и известняковой формаций, а также распространение этих формаций и их аналогов на большой площади позволяют считать, что условия их образования больше всего напоминают платформенные (Джумалиев и др., 1970 а).

Таким образом, широко распространенное мнение о том, что каратауская фосфоритоносная формация является типично геосинклинальной, по сути своей неверно. На самом деле чулактауская фосфоритоносная свита вместе с подстилающей красноцветной формацией и перекрывающей известняковой представляет собой типичный маломощный платформенный чехол, расположенный на байкальском складчатом основании, отделенный от него значительным перерывом.

Выделение красноцветной терригенно-карбонатно кыр-шабактинской свиты, отделяющейся от подстилающей ее вулканогенно-осадочной свиты перерывом с формированием на большой площади коры выве-

ривания, имеет большое значение, поскольку это позволяет нам видеть совершенно другой вертикальный ряд формаций, в котором обычно помещается фосфоритоносная чулактауская свита.

Этот вертикальный ряд имеет следующий вид. Зона денудации с корой выветривания на байкальском складчатом основании→Автохтонная красноцветная терригенно-карбонатная с глауконитом формация→→Фосфоритовая карбонатно-кремнистая формация→Известняковая формация.

Гораздо сложнее обстоит дело с латеральным рядом, так как к юго-западу и северо-востоку от полосы распространения фосфоритовой и ванадиеносной формаций (т. е. в пределах Сырдарьинского и Чу-Сарысуйского массивов) синхронные отложения не обнажены.

Если обратиться к более восточным разрезам, к северо-западной части Таримского массива и его складчатого обрамления, куда протягиваются фосфоритоносная и ванадиеносная формации, то можно увидеть следующие фациальные переходы нижнекембрийских отложений (табл. 41).

Таблица 41

Формации верхнего венда и нижнего палеозоя северо-западной части Таримской платформы и ее складчатого обрамления

<table>
<tr><td rowspan="2">Таримская платформа</td><td colspan="3">Складчатое обрамление</td></tr>
<tr><td>Калпинтаг, Чаткало-Нарынская зона</td><td>Таласо-Каратауская миогеосинклинальная зона</td><td>Терскей-Киргизская эвгеосинклинальная зона</td></tr>
<tr><td>Формация известняков с пачками красноцветов (1200 м)</td><td>Формация известняков в нижней части кремнистых и фосфатсодержащих, 1300 м</td><td>Формация известняков, в нижней части кремнистых, 3000 м—?</td><td>Андезит-базальтовая формация</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Формация красноцветных кварцевых соленосных песчаников (200 м)</td><td>Ванадиеносная кремнисто-терригенная формация с фосфором, 7—300 м</td><td>Фосфоритоносная кремнисто-терригенно-карбонатная формация, 0—70 м</td><td rowspan="4">Сланцево-известняковая формация
Песчано-сланцевая формация</td></tr>
<tr><td>Формация доломитов кварцевыми песчаниками, 0—20 м
Красноцветная карбонатно-терригенная формация</td><td rowspan="2">Автохтонная красноцветная терригенно-карбонатная формация, 5—170 м</td></tr>
<tr><td colspan="2">Формация коры выветривания</td></tr>
<tr><td>Толща песчаников и тиллитоподобных конгломератов позднего докембрия</td><td>Тиллитоподобные конгломераты венда</td><td>Малокаройский молассовый комплекс венда</td></tr>
</table>

В. М. Синицын (1957) отмечает, что на нижний и средний кембрий в Таримском бассейне приходится этап континентального развития, которому отвечает толща красноцветных соленосных песчаников (200 м), развитая в горах Битамматау и в Маралбашийских возвышенностях. Красноцветная свита несогласно ложится на сугеттагскую толщу серозеленых песчаников синия и перекрывается известняками и доломитами чультагской толщи, мощность ее 1300 м. Последняя сложена преимущественно известняками и доломитами, содержащими две красноцветные пачки. По ископаемым органическим остаткам возраст ее датируется как верхний кембрий — ордовик.

В хр. Калпинтаг у северо-западного края Таримской платформы на отложениях синия, по Гао-Цзюнь-цзе (Гиммельфарб и др., 1962), несогласно залегают переходные слои от синия к нижнему кембрию. Они начинаются конгломератами, которые выше сменяются красными песчаниками, глинистыми сланцами и песчанистыми мергелями. Далее следуют нижние доломиты и доломитизированные известняки с прослоями песчаников и конгломератов. На нижних доломитах залегает фосфоритоносная пачка. Она начинается горизонтом кремнистых пород (3 м), которые выше переходят в углистые кремнисто-глинистые сланцы с прослоями доломитизированных известняков и фосфоритов. Выше следуют фосфатсодержащие доломитовые известняки, битуминозные мергелистые доломиты и мощная толща кремнистых доломитов (верхние доломиты). Вся эта фосфоритоносная пачка считается нижнекембрийской.

Средний кембрий (?) представлен доломитами, доломитизированными известняками и красными гипсоносными мергелями. Кембро-ордовик сложен мощной толщей известняков и доломитов с конкрециями и линзами кремня. В кровле этой толщи залегают комковатые бурокрасные известняки. Фосфориты хр. Калпинтага ассоциируют с черными глинисто-кремнистыми сланцами с характерным комплексом химических элементов, как и в Советском Тянь-Шане.

К северо-востоку от полосы развития ванадиеносной и фосфатоносной формации, в пределах Терскейско-Киргизской зоны, к нижнему кембрию отнесены ашуайрыкская, учкошойская и вышележащая карааарчинская свиты и их аналоги. Учкошойская свита отделяется от подстилающей ее вулканогенной терекской свиты верхнего рифея крупными межформационными размывами. Свита сложена закономерно чередующимися глинистыми, глинисто-известковистыми и графитистыми сланцами, алевролитами, полимиктовыми песчаниками, известняками, конгломератами. Мощность свиты 1750 м.

Учкошойская свита делится на две формации. Нижняя, песчано-сланцевая, состоит из хорошо сортированных, практически мономинеральных кварцевых песчаников, обогащенных окатанными зернами циркона и рудными минералами. Более половины объема в составе формации занимают глинисто-хлоритовые углеродистые сланцы. Верхняя, сланцево-известняковая формация состоит из тонкозернистых известняков, переслаивающихся с терригенным материалом. Карбонатным породам также присуще повышенное содержание углеродистого вещества и фосфора. Перекрывается учкошойская свита вулканогенной карааарчинской свитой, имеющей в основании базальные конгломераты.

По-видимому, учкошойская свита Киргизского и Таласского хребтов отвечает более широкому стратиграфическому интервалу — от верхнего рифея до низов кембрия включительно. В нижней части этой свиты В. В. Киселевым, В. Г. Королевым и А. Г. Разбойниковым собраны верхнерифейские строматолиты и вендские микрофитолиты.

Таким образом, сводный латеральный профиль нижнекембрийских отложений, начиная с Таримской платформы на юге до внутренней ча-

сти складчатой зоны Терскей — Киргизской эвгеосинклинали — на севере, выглядит следующим образом: Зона денудации на Таримской платформе→Красноцветная континентальная формация кварцевых соленосных песчаников→Фосфор- и ванадиеносная кремнисто-карбонатно-терригенная формация→Известняковая формация.

Сравнивая вертикальный и латеральный ряды формаций, можно видеть, что они очень сходны между собой. Каждый ряд начинается красноцветной преимущественно терригенной толщей. Последняя изменяется по простиранию от красноцветных кварцитов вблизи платформенных массивов до песчаников типа аркозовых у активных поднятий. Условия накопления также изменяются от континентальных до типично морских. Мощность красноцветной формации довольно резко меняется в зависимости от рельефа фундамента и близости к его выступам. Для формации характерен парагенез осадков, представляющих собой продукты разрушения подстилающих пород, разбавленных в одних местах терригенными, а в других — хемогенными осадками. В Малом Каратау, где данная формация лучше изучена, для нее характерно присутствие глауконита, повышенное содержание фосфора, марганца, россыпей циркона, рутила, магнетита и титаномагнетита, гематита, граната, турмалина. Обнаружено повышенное содержание Pb, Zn, Cu, Ba, Ti, B. Можно предположить, что ближе к зонам денудации должны располагаться фации с повышенным содержанием Fe и Al.

Таким образом, началом формационного ряда является автохтонный красноцветный терригенный комплекс, формирующийся в условиях денудации окружающих стабильных массивов и поднятий внутри самой складчатой зоны.

Следующим членом вертикального и горизонтального ряда являются ванадиеносный кремнисто-терригенный и фосфоритоносный кремнисто-карбонатный комплексы, представляющие собой, вероятно, единую формацию (в некоторых районах, например в хр. Калпинтаге, эти два комплекса совмещены в едином разрезе). Для первого комплекса характерен следующий парагенез пород: кремнистые породы, переполненные спикулами губок, карбонаты, фосфорит, кварцевые песчаники и глинистые породы. Кремнисто-карбонатному комплексу присущ парагенез, в целом сходный с предыдущим: глинистые породы, кремнистые с радиоляриями и спикулами губок, постоянная примесь тонкого, хорошо отсортированного кластического материала и большое количество органического вещества. Кварцевые песчаники в обоих комплексах занимают небольшой объем, но все же очень характерны для данной формации.

Завершает формационный ряд как по латерали, так и в вертикальном разрезе карбонатная формация. Состав ее (известняки и доломиты) свидетельствует о преобладающем хемогенном осадконакоплении.

Обратимся теперь к более близким по возрасту фосфоритам Китайской платформы. Поражает удивительная аналогия в составе и общем положении в разрезе каратауских и китайских фосфоритов. Особенно это относится к фосфоритам впадины Синань, отнесенным Г. И. Бушинским (1966) к каратаускому типу.

В заключение кратко рассмотрим вопрос о связи вулканизма в пределах Северного Тянь-Шаня, синхронного с чулактауским фосфатонакоплением. Следует отметить, что нижнекембрийский возраст караарчинской свиты строго не доказан. Нижним кембрием эта свита датируется, потому что она с размывом перекрывается котуджанской свитой, в основании которой содержится среднекембрийская фауна. Лавы по своему составу относятся к нормальному известково-щелочному ряду и обеднены щелочами. Таким образом, они являются продуктом такого исходного магматического расплава, который вряд ли может быть

фосфатоносным даже при ярко выраженном и довольно длительном процессе дифференциации. Поэтому следует, что фосфатонакопление в Каратау трудно связать с вулканической деятельностью в Северном Тянь-Шане (Бродская, Ильинская, 1968).

Обращает на себя внимание еще мало изученная, но очевидная связь между резким увеличением объема биомассы и накоплением фосфора на больших территориях в толщах позднего докембрия и раннего кембрия. На этом рубеже произошел огромный качественный скачок в форме существования органической жизни, появились первые, поначалу немногочисленные представители скелетной фауны. Однако, видимо, не она явилась стимулятором фосфатонакопления — ведь большинство фосфоритоносных толщ азиатского континента формировалось несколько раньше ее появления. Более вероятной представляется здесь роль той огромной массы примитивных растительных и животных форм, которая накопилась к позднему докембрию. Какова здесь связь, прямая или опосредствованная, сейчас сказать трудно, однако она заслуживает внимания при изучении вопроса об источнике фосфора в толщах позднего докембрия и раннего кембрия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдулин А. А. Геология Мугоджар (стратиграфия, тектоника, магматизм). Алма-Ата, «Наука», 1973, 391 с.

Авидон В. П. Таблицы для пересчета формульных количеств минералов в весовые проценты. М., «Недра», 1970, 168 с.

Адышев М. М., Шабалин В. В., Калмурзаев К. Е. Древняя кора выветривания в кровле верхних тиллитоподобных пород позднего докембрия Тянь-Шаня. — «ДАН СССР», т. 172, 1967, № 1, с. 157—160.

Акименко Н. М., Белевцев Я. Н., Горошников Б. И. и др. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М., Госгеолтехиздат, 1957, 280 с.

Арманд А. Д., Арманд Н. Н., Егорова И. А. и др. Палеография Верхнепонойской котловины в верхнем плейстоцене и голоцене. — В кн.: Формирование рельефа и четвертичных отложений Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1966, с. 40—68.

Архангельская В. В. О Та-оруденении в древних метасоматитах Восточной Сибири. — «Геология рудных месторождений», 1968, № 4, с. 83—87.

Асеев А. А. Краевые образования последнего оледенения Северо-Германской низменности. — В кн.: Краевые образования материковых оледенений. Вильнюс, «Минтас», 1965, с. 23—32.

Асеев А. А. Деградация последнего европейского материкового оледенения и критерии гляциоморфологического изучения. — В кн.: Ледниковый морфогенез. Рига, «Зинатне», 1972, с. 41—50.

Бадалов С. Т., Туресебеков Ар. Новые данные о распространении ангидрито-гипсовых пород палеозойского возраста в Карамазаре. — «Узб. геол. журн.», 1967, № 2, с. 23—29.

Батиева И. Д., Бельков И. В. О признаках первично осадочного происхождения кристаллических сланцев и гнейсов Кейв. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.—Л., Изд. АН СССР, 1960, вып. 3, с. 219—233.

Батиева И. Д., Бельков И. В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. — В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитоидов Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968, с. 5—143.

Безруков П. Л. Геологическое строение фосфоритоносного бассейна Кара-Тау и основные результаты геолого-поисковых работ. — В кн.: Фосфориты Кара-Тау. Алма-Ата, 1954, с. 3—66.

Беккер Ю. Р., Негруца В. З., Полевая Н. И. Возраст глауконитовых горизонтов и верхней границы гиперборея восточной части Балтийского щита. — «ДАН СССР», 1970, т. 193, № 5, с. 1123—1126.

Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 648—713.

Белевцев Я. Н. Генетические проблемы метаморфогенных месторождений. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев, «Наукова Думка», 1972а, с. 3—27.

Белевцев Я. Н. К вопросу об источниках рудообразующих веществ эндогенных месторождений. — «Сов. геология», 1972б, № 11, с. 38—49.

Белевцев Я. Н. и др. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М., Госгеолиздат, 1957, 264 с.

Белевцев Я. Н., Епатко Ю. М., Стрыгин А. И. Глубинные зоны окисления в породах Криворожского бассейна. — «Сов. геология», 1959, № 11, с. 110—123.

Белевцев Я. Н., Луговая И. П., Мельник Ю. П. О возможности использования различий изотопного состава кислорода для установления генезиса богатых железных руд Кривого Рога. — «ДАН СССР», 1967, т. 173, № 3, с. 678—681.

Белевцев Я. Н., Рудницкий П. М. и др. О стратиграфии и структуре центральной части Украинского щита. — «Геол. журн. АН УССР», 1971, т. 31, № 2, с. 119—134.

Белевцев Я. Н., Фоменко В. Ю., Кучер В. Н. и др. Мобилизация металлов из осадочных и метаморфических пород водными растворами. — «Геол. журн. АН УССР», 1972, № 3, с. 42—51.

Белобородова Г. В., Давыдов Ю. В., Казанский Ю. П. и др. О возможности химического осаждения доломита из морских вод рифейской эры. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1972, № 4, с. 152—155.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966, 121 с.

Бельков И. В. Закономерности размещения и формирования метаморфогенных высокоглиноземистых месторождений. — В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1960, ч. I, с. 178—187.

Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты кейв. М.—Л., Изд. АН СССР, 1963, 321 с.

Бельков И. В. К методике изучения первичных литологических признаков древних метаморфических толщ. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., «Наука», 1967, с. 200—204.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Особенности регионального метаморфизма докембрия Средней Азии. — «Вестн. ЛГУ», 1968, № 24, с. 17—27.

Беляев К. Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 218—225.

Бетехтин А. Г. Курс минералогии, изд. 2, исправл., М., Госгеолтехиздат, 1956, 558 с.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955, 88 с.

Билибина Т. В. К геологии и металлогении Алданского щита. — В кн.: Вопр. ген. и закон. разм. эндог. месторожд. М., «Наука», 1966, с. 233—256.

Бирюлькин Г. В., Кудрявцев В. Ан. Ориентировка и морфометрическая характеристика галек нижнепротерозойских метаморфизованных конгломератов западной части Алданского щита. — В кн.: Новости геологии Якутии. Якутск, 1971, вып. I, с. 54—60.

Блох А. М. О рудообразующей роли гидроксильной воды. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1969, № 11, с. 69—79.

Блюман Б. А., Дьяконов Ю. С., Красавина Т. П. Изменение структурного состояния графита при прогрессивном региональном метаморфизме. — «ДАН СССР», 1972, т. 206, № 5, с. 1198—1200.

Блюменталь У. Б. Химия циркония. М., «ИЛ», 1963, 341 с.

Богачев А. И. Новые данные по геологии и магматизму синклинорной зоны Ветреного пояса. — «Тр. Ин-та геолог. Карел. фил. АН СССР», Петрозаводск, 1968, вып. I, с. 88—94.

Богданов Ю. Б. Эволюция нижнепротерозойского вулканизма и осадконакопления в некоторых структурах Карелии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1971а, вып. 3, с. 213—222.

Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Казак А. П. и др. Глубокометаморфизованные конгломераты протерозоя Восточной Карелии. — «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 2, с. 99—110.

Богданов Ю. В., Кочин Г. Г., Кутырев Э. И. и др. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л., «Недра», 1966, 156 с.

Бондаренко Л. П. Парачарнокиты центральной части Кольского полуострова. — «Тр. Лабор. геол. докембрия», 1964, вып. 19, с. 296—306.

Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея Центральной части Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968, 167 с.

Бордон И. П., Бордон В. Е. Эволюция вулканизма и его роль в формировании древних структур архея — нижнего протерозоя на территории Белоруссии. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1973.

Борисова С. Л. Изотопный состав кислорода как показатель первичной природы амфиболитов. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973а, с. 233—235.

Борисова С. Л. О региональном характере изменения изотопного состава кислорода метаморфических пород комплекса Кейв (Кольский полуостров). — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973б, с. 257—261.

Боровиков Л. И., Бурков Ю. К. Корреляционный анализ закономерностей распределения малых элементов для решения вопросов седиментогенеза. — В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. Докл. сов. геол. на XXIII сес. МГК, пробл. 8. М., «Наука», 1968, с. 128—135.

Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). М., Госгеолиздат, 1955, 230 с.

Борщевский Ю. А., Сидоренко Св. А. Изотопия углерода графитоидов докембрия. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 312—313.

Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир», 1970, 347 с.

Бродская Н. Г., Ильинская М. Н. Фосфатонакопление в вулканических областях. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М., 1968, т. II, вып. 196, с. 193—292.

Буряк В. А. Некоторые особенности метаморфогенного рудообразования. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970, с. 88—95.

Буряк В. А. О характере связи эндогенного оруденения с процессами метаморфизма. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 74—81.

Буряк В. А., Лобанов М. П., Хренов П. М. К проблеме метаморфогенного рудообразования. — «Сов. геология», 1967, № 5, с. 11—24.

Бухаров А. А. Среднепротерозойские вулканогенные формации в истории Земли. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1973, с. 47—54.

Бушинский Г. И. О мелководности фосфоритовых отложений и их генезисе. — В кн.: Дельтовые и мелководные отложения. М., изд-во АН СССР, 1963, с. 102—107.

Бушинский Г. И. Титан в осадочном процессе. — «Литология и полезные ископаемые», 1963, № 2, с. 197—218.

Бушинский Г. И. Латеритно-осадочная гипотеза происхождения бокситов. — В кн.: Латериты. М., «Недра», 1964, с. 17—33.

Бушинский Г. И. Успехи изучения бокситов за последние десять лет (1955—1965 гг.). — В кн.: Генезис бокситов. М., «Недра», 1966а, с. 5—32.

Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. — «Тр. ГИН АН СССР». М., 1966б, вып. 149, 230 с.

Варданянц Л. А. Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы масштаба 1 : 2 500 000. — «Недра», 1966, 30 с.

Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. М.—Л., Гостоптехиздат, 1948, с. 216.

Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., «Наука», 1972, 189 с.

Веретенников Н. В. Тиллитоподобные породы верхнего докембрия Белоруссии и их генезис. — В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1968, с. 29—50.

Вернадский В. И. История минералов земной коры. М., 1927, т. I, вып. 2, 376 с.

Вернадский В. И. Парагенезис химических элементов в земной коре. Избр. соч., т. I. М., изд-во АН СССР, 1954, с. 395—410.

Вернадский В. И. Избр. соч., т. V. Изд-во АН СССР, 1960, 422 с.

Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., «Наука», 1965, 374 с.

Викулова М. Ф. Глинистые породы. — В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л., Гостоптехиздат, 1958, т. II. с. 147—189.

Викулова М. Ф., Звягин Б. Б., Михайлов Б. М. и др. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1957, 448 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969, 247 с.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Первое чтение им. В. И. Вернадского. М., изд-во АН СССР, 1959, 43 с.

Виноградов А. П. Происхождение вещества земной коры. — «Геохимия», 1961, № 1, с. 3—29.

Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1962, № 11, с. 3—17.

Виноградов А. П. Предисловие. — В кн.: Геохимия органического вещества. М., «Наука», 1964а, 315 с.

Виноградов А. П. Газовый режим Земли. — В кн.: Химия земной коры. М., «Наука», 1964б, т. 2, с. 5—21.

Виноградов А. П. К происхождению лунных пород. — «Геохимия», 1970, № 1, с. 3—14.

Виноградов А. П., Кропачева О. И. Об изотопном фракционировании углерода в геологических процессах. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1967, № 11, с. 3—13.

Виноградов А. П., Ронов А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы. — «Геохимия», 1956, № 2, с. 3—19.

Виноградов А. П., Ронов А. Б., Ратынский В. М. Эволюция химического состава карбонатных пород. Совещ. по осад. пород. Изд-во АН СССР, 1952, вып. I, с. 104—124.

Виноградов В. И. Изотопный состав серы как показатель условий осадконакопления в докембрии. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Тез. докл. М., 1973, с. 184—185.

Вистелиус А. Б. Материалы к литостратиграфии продуктивной толщи Азербайджана. — Изд. АН СССР, 1961, 157 с.

Вишняков В. Н., Львова Н. А. Стратификационная текстура слюдянской толщи и роль вулканогенного материала в ее строении. — «Тр. Иркутск. политехнич. ин-та, сер. геол.» Иркутск, 1971, вып. 60, с. 5—12.

Войтович В. С. Особенности строения Койкарской линеаментной зоны Балтийского щита (в связи с проблемой золотоносности докембрийских конгломератов). — «Тр. ЦНИГРИ», 1968, вып. 79, с. 54—60.

Вологдин А. Г., Сергиенко И. З. и др. Открытие аминокислот и сахаров в породах докембрия Карелии. — «ДАН СССР», 1970, т. 191, № 5, с. 1142—1145.

Володин Э. М. О гранулите.— «Вестн. ЛГУ, сер. биол. географ. и геол.», 1953, вып. 2, № 4, с. 131—148.

Ворошилов Ю. В., Кирилюк В. П. О роли акцессорных минералов при выяснении генезиса гранито-гнейсов верховьев р. Амазар (Верхнее Приамурье). — «Зап. ВМО», 1965, сер. II, ч. 94, вып. 2, с. 232—235.

Вяюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., «ИЛ», 1959, 295 с.

Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., «Недра», 1968, 224 с.

Гаррис М. А., Постников Д. В. Некоторые итоги геохронологического изучения кристаллического фундамента Русской платформы.— «Тр. XV сес. комис. по опред. абс. возраста геол. формаций при ОНЗ АН СССР». «Наука», 1969, с. 38—51.

Гаррис М. А., Постников Д. В. Геохронология докембрия востока Русской платформы и миогеосинклинальной области Урала. — В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука», 1970, с. 74—96.

Гелецян Г. Г. Некоторые вопросы стратиграфии и состава верхнедокембрийских отложений Игарского района. — «Геология и геофизика», 1970, № 3.

Герлинг Э. К., Искандерова А. Д., Левченков О. А. и др. О возрасте мраморов джелтулинской и иенгрской серий Алдана по данным урано-свинцового изохронного метода. — «ДАН СССР», 1970, т. 194, № 6, с. 1397—1400.

Герлинг Э. К., Овчинникова Г. В. К вопросу о постоянстве скорости радиоактивного распада. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., «Наука», 1973, с. 13—24.

Гилярова М. А. Кислые эффузивы второй вулканогенной толщи Печенги. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1971, вып. 3, с. 153—169.

Гиммельфарб Б. М. и др. Геологическое строение и типы руд фосфоритного месторождения Джанытас. — В кн.: Геология месторождения фосфоритов. М., Госгортехиздат, 1962, с. 71—131.

Гинзбург И. И. О гипергенных процессах в Криворожском бассейне. — В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Киев, изд. АН УССР, 1955, с. 232—240.

Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. — В кн.: Кора выветривания. М., изд-во АН СССР, 1963, вып. 6, с. 71—102.

Гинзбург И. И., Наджакова Г. Э., Никитина А. П. Современное и древнее латеритное выветривание базальтов Бразилии и Русской платформы. — В кн.: Кора выветривания. М., изд-во АН СССР, 1962, вып. 4, с. 3—95.

Головенок В. К. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия (по наблюдениям в Патомском нагорье). — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1964, т. 97, с. 91—110.

Головенок В. К. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземного сырья и древних россыпей. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1966, вып. I, с. 17—32.

Головенок В. К. О взаимоотношении гнейсовой и сланцевой толщ кейвской серии Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., ВСЕГЕИ, 1971а, с. 206—220.

Головенок В. К. Среднепротерозойская кора химического выветривания в северной части Байкальской горной области. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., «Наука», 1971б, с. 43—56.

Головенок В. К. О сохранности химического состава глинистых отложений при региональном метаморфизме: — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 170—171.

Голубчина М. Н. О поведении циркона и монацита, содержащихся в граните при нагревании. — «Геохимия», 1960, № 2, 184 с.

Гончаров Ю. И., Дриц В. А., Александрова В. А. Синтез нового типа цепочечных силикатов. — «Тр. Всес. совещ. по эксперим. минералогии». Иркутск, 1972, с. 43—49.

Горина А. Б., Лапинская Т. А., Дмитренко Н. К. О генезисе метаморфических образований, слагающих фундамент Волго-Уральской области. — «Тр. МИНХ и ГП им. И. М. Губкина». М., «Недра», 1969, вып. 91, с. 134—139.

Горлицкий Б. А. Распределение малых элементов и проблемы металлогении осадочно-вулканогенных формаций докембрия Украинского кристаллического щита. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 87—95.

Горохов С. С., Сегедин Р. А., Фонарев В. И. О конгломератовидных породах в докембрии Аксуйской антиклинали. — В кн.: Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Зап. Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1966, вып. 3, с. 30—37.

Горошников Б. И. Геологическая структура южной части Саксаганской железорудной полосы Кривого Рога. Киев, Автореф. канд. дис., 1956, 12 с.

Горошников Б. И. Петрология высокоглиноземистых кристаллических пород докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1971, 212 с.

Горощенко Г. Л. Циркон как один из критериев первичной природы пород гранулитовой формации Кольского полуострова.— «ДАН СССР», 1968, т. 183, № 1.

Горощенко Г. Л. Некоторые особенности минералогии пород гранулитовой формации Кольского полуострова в связи с их происхождением. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1971, вып. 3, с. 56—79.

Горяинов П. М. Реликты эффузивов в породах амфиболитовой фации метаморфизма (на примере Кольского полуострова). — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1971, вып. 3, с. 132—143.

Гречишников Н. П., Гречишникова З. М. Опыт реконструкции докембрийской физико-географической обстановки на основе изучения пород нижней свиты криворожской серии. — «Геолог. журн. АН УССР», 1966, т. 26, вып 2, с. 45—51.

Грим Р. Е. Минералогия глин. М., «ИЛ», 1956, 154 с.

Гриненко Л. Н., Ивлиев А. И., Пожиленко В. И. Изотопный состав серы сульфидов и его значение для оценки никеленосности метаморфических пород гранулитового комплекса Кольского полуострова в районе Сальных тундр. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценка потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, изд. Кольск. фил. АН СССР, 1972, с. 55—61.

Грицаенко Г. С. Возможности и значение современной электронной микроскопии в решении минералогических задач. — В кн.: Проблемы геол. минерал. м-ний, петролог. и минералог. М., «Наука», 1969, т. 2, с. 199—234.

Грицаенко Г. С., Сидоренко А. В., Лунева О. И. и др. Возможности современной электронной микроскопии в решении геологических задач. — «Сов. геология», 1973, № 11, с. 9—23.

Грубенман Ч., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. — Геолразведиздат, 1933, 375 с.

Давиденко И. В., Макиевский С. И. Критерии связи слюдоносных пегматитов и состава вмещающих пород. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольск. фил. АН СССР, 1970, с. 230—241.

Давыдов Ю. В. Состав и условия формирования карбонатных отложений майской серии (средний — верхний рифей) юго-востока и ее обрамления. Автореф. дис. Новосибирск, 1971, 23 с.

Джумалиев Т. Д., Киселев В. В., Королев В. Г. и др. Особенности геологического развития и условия фосфатонакопления в Таласо-Каратауской зоне. — Тез. докл. к семинару «Условия образования геосинклинальных фосфоритов». Каратау, 1970а, с. 27—32.

Джумалиев Т. Д., Холодов В. Н. Кремнистые породы фосфоритоносной чулактауской свиты Малого Каратау и условия их образования. — «ДАН СССР», 1970б, т. 194, № 2, с. 414—417.

Дзевановский Ю. К. Архейский метаморфический комплекс Алданского щита. — «Тр. межвед. сов. по разр. страт. схем Сибири». Изд. АН СССР, 1956, с. 37—42.

Дзевановский Ю. К. Алданский щит. Геологическое строение СССР. М., Госгеолтехиздат, 1958, т. 3, с. 48—51.

Диагенез и катагенез осадочных образований. Под ред. Н. Б. Вассоевича. М., «Мир», 1971, 464 с.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., «Мир», 1966, т. 3, 317 с.

Дмитриев Э. В. Железные руды сланцевых горизонтов Кривого Рога и их генезис. — «Геология рудных месторождений», 1965, № 3, с. 82—96.

Доильницына В. А., Инина К. А. Сборник химических анализов горных пород Карельской АССР. Петрозаводск, 1967, 178 с.

Домарев В. С. Об эволюции процессов рудообразования в истории Земли. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. М., «Наука», 1967, с. 221—237.

Доморацкий Н. А. Петрология метаморфических и магматических пород южной части Украинского кристаллического массива. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1968, 34 с.

Донцова Е. И. О некоторых закономерностях распределения изотопов кислорода в изверженных горных породах. — «Геохимия», 1966, № 4, с. 430—441.

Донцова Е. И., Миловский А. В. Изотопы кислорода в процессе гранитизации пород. — «Геохимия», 1967, № 6, с. 655—662.

Дранник А. С. Стратиграфия докембрия Овручского кряжа. Автореф. канд. дис. Киев, 1972, 22 с.

Дриц В. А., Гончаров Ю. И., Александрова В. А. О новом структурном типе цепочечных силикатов. — «Кристаллохимия», 1974, т. XIX, № 4, с. 38—45.

Другов Г. М., Халиулина О. А. Оптимальное разложение химического состава горной породы. — «Геология и геофизика», 1973, № 6, с. 127—129.

Еганов Э. А. Случаи формирования пластовых фосфоритов на регрессивных стадиях осадконакопления. — «Геология и геофизика», 1964, № 3, с. 98—111.

Елисеев Н. А. К вопросу о генезисе сегозерского горшечного камня. — «Зап. Рос. минералог. об-ва», 1929, ч. 58, № 1, с. 56—64.

Елисеев Н. А. Основы структурной петрологии. Л., «Наука», 1967, 258 с.

Ергалиев Г. Х. К стратиграфии венда и кембрия Байконур—Каратау—Джебаглинской зоны. — «Изв. АН Каз. ССР, сер. геол.», 1965, № 6, с. 12—25.

Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М., «Наука», 1966, 231 с.

Забияка И. Д., Махлаев Л. В. Об эволюции акцессорного циркона при ультраметаморфизме на примере докембрийских гранитоидов Таймыра. — «ДАН СССР», 1970, т. 191, № 2, с. 436—439.

Забродин В. Е. О роли водорослей в отложении карбонатных осадочных формаций протерозоя. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 288—290.

Завалишин М. А., Львова Н. А. Стратиграфия и геологическое строение северо-восточной части Мамского района. — «Тр. Гипроиислюда», 1954, вып. I(3), с. 4—72.

Зайцев Ю. С., Алехин В. Н., Губанов П. Г. Протерозойские конгломераты Воронежской области. — В кн.: Геолог., формацион. анализ, петрология и металлогенич. специализ. кристаллич. образов. Русской платформы. Воронеж, 1972, с. 119—120.

Зайцев Ю. А., Розанов С. Б. Строение зеленокаменных и железорудных серий протерозоя Карсакпайского синклинория в Южном Улутау. — В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. Мат-лы по геол. Центр. Казахстана. Изд-во МГУ, 1971, т. X, с. 107—122.

Зайцев Ю. А., Филатова Л. И. Новые данные о строении докембрия Улутау (в связи с разработкой единой стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана). — В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. Материалы по геологии Центр. Казахстана, М., изд-во МГУ, 1971, т. X, с. 21—91.

Закруткин В. В. Основные породы чарнокитовых серий: специфика химизма и возможности дометаморфических реконструкций. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл., М., 1973, с. 193—197.

Залашкова Н. Е., Агапова Л. И., Юсупов Н. Б. Флюоцерит и гагаринит — акцессорные минералы рибекит-полевошпатовых метасоматитов.— В кн.: Минералог. исследов. М., 1972, ИМГРЭ, вып. 2, с. 131—134.

Замаруев В. В. О характере и масштабах четвертичного оледенения Патомского нагорья. — «Изв. Всес. геогр. об-ва», 1971, т. 103, вып. 3, с. 254—259.

Зеленщикова К. Х., Ефанова В. А. К восстановлению условий седиментогенеза протерозойской метаморфической толщи юго-восточной части Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 254—257.

Земятченский П. А. Глины СССР. — Изд-во АН СССР, 1935, 359 с.

Зубцов Е. И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972, т. 47(1), с. 42—56.

Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966, 279 с.

Иванов Г. И. Древняя кора выветривания на кристаллических породах в бассейне р. Котуйкан. — «Геология и геофизика». 1964, № 2, с. 140—144.

Иванова В. П. Хлориты. — «Тр. ГИН АН СССР, сер. петр.», 1949, вып. 120, № 35, 158 с.

Иванова В. П., Могилев А. Е. Шамозитовые конкреции в угленосных отложениях карбона восточного склона Урала. — «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 5, с. 40—51.

Ивлиев А. И. Находка строматолитов в гранулитовом комплексе Кольского полуострова. — «ДАН СССР», 1971а, т. 198, № 3, с. 661—664.

Ивлиев А. И. К стратиграфии супракрустального комплекса района Сальных тундр. — В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971б, с. 52—60.

Икорникова Н. Ю. Роль хлоридов в гидротермальном переносе металлов при рудообразовании (Экспериментальное исследование). — «Геология рудных месторождений», 1962, № 5, с. 20—33.

Илюхин Л. Н., Тараненко Е. И. К эволюции карбонатонакопления в позднем протерозое. — «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 1, с. 126—129.

Казаков Г. А., Полевая Н. И. Некоторые предварительные данные по разработке послекембрийской шкалы абсолютной геохронологии по глауконитам. — «Геохимия», 1958, № 4, с. 296—306.

Казаков Г. А., Тугаринов А. И. Абсолютный возраст верхнего докембрия. — В кн.: Верхний докембрий. Стратиграфия СССР. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 545—566.

Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья. — «Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР». Новосибирск, 1963, вып. 18, 201 с.

Казанский Ю. П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. М., «Наука», 1969, 230 с.

Казаринов В. П., Братов В. И., Будников В. И. и др. Континентальные перерывы и коры выветривания Сибирской платформы. — «Тр. СНИИГГИМС», 1969, вып. 98, 240 с.

Кальвин М. Химическая эволюция. Молекулярная эволюция, ведущая к возникновению живых систем на Земле и на других планетах. М., «Мир», 1971, 240 с.

Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965, 189 с.

Камерон Е., Бауман А. Карбонатное осадконакопление в архее. — I Межд. геохим. конгр. Докл. т. IV, кн. 1. Изд. ВИНИТИ, 1973, с. 45—61.

Каныгин Л. И. К вопросу о формационной принадлежности Мариупольского железорудного месторождения. — «Геол. журнал АН УССР», 1973, № 2, с. 45—58.

Каргатьев В. А. Ангидрит в диопсидовых породах в районе Центрального Алдана. — В кн.: Минеральное сырье. — «Тр. ВИМС». М., «Недра», 1970, № 22, с. 85—92.

Карпова Г. В. Об эпигенетических хлоритах в осадочных породах. — Минералог. сб. Львовского гос. ун-та, 1965, вып. 3, № 19, с. 75—81.

Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М., «Недра», 1972, 174 с.

Кашик С. А. Определение минерального состава породы по валовому химическому анализу. — «Сов. геология», 1973, № 10, с. 144—147.

Келлер Б. М. Общие вопросы развития земной коры в верхнем докембрии. — В кн.: Верхний докембрий. Стратиграфия СССР. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 631—638.

Келлер Б. М. О формациях рифея (Енисейский кряж, Южный Урал). — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1970, № 7, с. 92—104.

Келлер Б. М. Рифей и его место в единой стратиграфической шкале докембрия. — «Сов. геология», 1973, № 6, с. 3—17.

Кепежинскас К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., «Наука», 1965, 135 с.

Кепежинскас К. Б., Мельгунов С. В. Сопоставление химизма метапелитов различных температурных ступеней метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта (Горный Алтай). — «Геология и геофизика», 1971, № 2(134), с. 122—127.

Кепежинскас К. Б., Хлестов В. В. Сравнение химизма метаморфических пород различных температурных ступеней (на примере среднего течения р. Б. Патом). — «Геология и геофизика», 1970, № 10(130), с. 21—25.

Кирилюк В. П. Об особенностях седиментации, метаморфизма и геологической истории Земли в архее в свете современных представлений о природе Венеры. — «Геол. журнал», 1971, т. 31, вып. 6, с. 42—54.

Кицул В. И. Карбонатные породы Ладожской формации. «Наука», 1963, 170 с.

Козлов Е. К., Федкова Т. А. Зона сочленения гранулитовой формации Сальных Тундр с беломоридами. Мат-лы по геол. и металлог. Кольск. п-ова. — «Тр. научн., апрель 1969 г. Апатиты, 1970, вып. I, с. 60—69.

Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. — «Тр. ГИН АН СССР». М., «Наука», 1965, вып. 121, 311 с.

Коржинский Д. С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности. — «Тр. ЦНИГРИ». М., ОНТИ НКТП, 1936, вып. 71, 60 с.

Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. — В кн.: Стратиграфия СССР. Изд. АН СССР, 1939, т. 1, с. 349—366.

Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. — «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», 1940, вып. 12, 100 с.

Коржинский Д. С. По вопросу геологии Криворожского железорудного бассейна. — В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. — «Тр. совещ.». Киев, изд. АН УССР, 1955, с. 263—268.

Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967, 298 с.

Корнилов Н. А. К вопросу о сущности мартитизации магнетита в железисто-кремнистых формациях докембрия. — «Зап. Всес. минерал. об-ва», 1968, ч. XCVII, вып. 4, с. 417—429.

Королев В. Г., Максумова Р. А., Мамбетов А. М. Аналоги вендского комплекса и «бестрилобитовые слои» нижнего кембрия в Средней Азии и Южном Казахстане. — Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана. Тез. докл. Алма-Ата, 1971, с. 37—38.

Корякин А. С. К вопросу о докембрийских корах континентального выветривания. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1967, вып. 2, с. 296—312.

Корякин А. С. Некоторые итоги изучения протерозойских кор выветривания Карелии. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1970, № 9, с. 100—109.

Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М., изд-во АН СССР, 1962, 231 с.

Коссовская А. Г. От редактора.— В кн.: Ж. Мило «Геология глин». Л., «Недра», 1968, с. 5—16.

Коссовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдистых минералов осадочных пород. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971, с. 35—41.

Коссовская А. Г., Дриц В. А. Кристаллохимия минералов в решении проблем литологии. — Совещ. по физ. методам изучения минералов осадочных пород. Тез. докл. Александров, 1973, с. 54—55.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метагенеза. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1963, № 7, 287 с.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблемы эпигенеза. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. — «Тр. ГИН АН СССР». М., «Наука», 1971, вып. 221, с. 9—34.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения пород. — В кн.: Геохимия, минералогия и петрография осадочных образований. М., «Наука», 1964, с. 85—94.

Костин В. А. Гранитоидные формации Центрально-Мурманского блока. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 97—104.

Косыгин Ю. А., Башарин А. К. и др. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, 1964, 124 с.

Косыгин Ю. А. Основные черты тектоники докембрия континентов.— Докл. сов. геолог. на XXIV сес. МГК. Пробл. I. Л., «Наука», 1972, с. 60—67.

Кочетков О. С. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. Л., «Наука», 1967, 148 с.

Кравченко В. М., Тетерюк В. К. Микроспоры в остаточных железных рудах Криворожского и Белозерского месторождения УССР. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1965, № 7, с. 119—122.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.—Л., Изд. АН СССР, 1963, 210 с.

Кратц К. О., Глебовицкий В. А. Метаморфические пояса СССР. — В кн.: Геология докембрия. Докл. сов. геолог. на XXIV сес. МГК. Пробл. I. Л., «Наука», 1972, с. 41—51.

Кратц К. О., Шуркин К. А., Лобач-Жученко С. Б. и др. Региональная схема стратиграфии докембрийских образований. — В кн.: Стратигр. и изотопн. геохрон. докембр. вост. части Балт. щита. «Наука», 1971, с. 120—129.

Крейг Г. Геохимия стабильных изотопов углерода. — В кн.: Изотопы в геологии. Пер. с англ. М., «ИЛ», 1954, с. 54—66.

Кротов Б. П., Успенский Н. А., Подситник А. А. и др. Железорудные месторождения Алтайского типа на восточном склоне Среднего Урала и их генезис. — «Тр. СОПС АН СССР и Ломоносовского института, сер. Уральская». М.—Л., изд. АН СССР, 1936, т. 2, вып. 3, 139 с.

Крылов И. Н., Любцов В. В. Строматолитовые биогермы острова Кильдин. — В кн.: Природа и хозяйство Севера. Географ. об-во СССР при АН СССР, сев. фил., 1973, вып. 4, с. 17—21.

Кудрявцев В. Ан., Бирюлькин Г. В., Ахметов Р. Н. Гранитоиды суганского комплекса западной части Алданского щита. — В кн.: Новости геологии Якутии. Якутск, 1973, вып. 3, с. 84—89.

Кузнецов Ю. А. Магматические формации и тектоника. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., «Наука», 1972, т. I, с. 387.

Кулибакина И. Б., Работнов В. Т., Гончаров Э. С. и др. Об эвапоритовых образованиях верхнего докембрия. — «ДАН СССР», 1971, т. 201, № 3, с. 672—674.

Кулиш Е. А. Кварциты архея в южной части Алданского щита. Магадан, 1964, 119 с.

Кулиш Е. А., Ромашкин А. И. Химический состав иенгрской серии Алданского архея и продуктов ее гранитизации. — «ДАН СССР», 1968, т. 181, № 4, с. 184—216.

Куртов Г. С., Полковой П. А. К методике реконструкции исходного состава и палеогеографической обстановки осадконакопления метаморфических пород. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 192—193.

Лаврушин Ю. А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М., «Наука», 1969, 89 с.

Лазько Е. М. Об особенностях развития земной коры в архее и протерозое. — «Изв. ВУЗов, Геология и разведка», 1961, № 11, с. 3—13.

Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А. О формациях высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия. — В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968, с. 177—182.

Лазько Е. М. Особенности развития земной коры в догеосинклинальный этап. — «Геол. журнал, АН УССР», 1971, т. 31, вып. 4, с. 8—19.

Лапинская Т. А., Богданова С. В. Основные черты геологического строения и главнейшие метаморфические и магматические комплексы докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области. II петрограф. совещ. по европ. части СССР. Тез. докл. Воронеж, 1972, с. 11—13.

Лапинская Т. А., Валяев Б. М., Богданова С. В. и др. Материалы по битуминозности пород кристаллического фундамента Волго-Уральской области. — «ДАН СССР», 1967, т. 175, № 1, с. 186—189.

Лебедев В. И. К минералогии мыса Карташ и архипелага островов в его окрестностях. — Автореф. канд. дис. Изд. ЛГУ, 1940, 6 с.

Лебедев В. И. К вопросу о процессах образования друзитов, пироксено-гранатовых амфиболитов и амфиболитов. — «Тр. Лен. об-ва естествоисп.», 1951, т. 48, вып. 2, с. 238—282.

Лебедев В. И. Ионно-атомные радиусы и их значение для геохимии и химии. Л., изд. ЛГУ, 1969, с. 156.

Лебедев В. И. Некоторые закономерности строения вещества земной коры и мантии в свете новой системы ионно-атомных радиусов. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. «Наука», 1972, с. 225—233.

Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. — «Тр. ГИН АН СССР». М., «Наука», 1965, вып. 122, 145 с.

Леонова Е. П. Полимиктовые конгломераты и их значение в стратиграфии протерозоя Карелии. — Уч. зап. Лен. гос. пед. ин-та им. Герцена, 1958, т. 172, с. 181—207.

Леонтьев Г. И. Стратиграфические сопоставления детальных разрезов ритмично-слоистых осадков докембрия методом графической коннексии (на примере мамской кристаллической толщи). — В кн.: Материалы конференции молодых научных сотрудников. Иркутск, 1965, с. 53—56.

Леонтьев Г. И. К статистическому сравнению разрезов древних ритмично-слоистых толщ методами многомерного дисперсионного и регрессионного анализов. — В кн.: Применение математических методов в геологии. Алма-Ата, изд-во АН Каз. ССР, 1968, с. 97—98.

Леонтьев Г. И. К оценке надежности графической коннексии разрезов (на примере докембрия Мамского района). — «ДАН СССР», 1970, т. 194, № 1, с. 167—170.

Леонтьев Г. И. Некоторые черты седиментационной ритмичности высокометаморфизованных осадков Мамского района (по данным статистического анализа). — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., «Наука», 1971. — «Тр. Ин-та геологии и геохронологии докембрия АН СССР», с. 110—120.

Леонтьев Г. И. Опыт синхронизации древних ритмичнослоистых осадков методом графической коннексии. — «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 1, с. 126—136.

Ли Дж. С., Ли И. И. Синийское оледенение Китая. — «Тр. XVII Межд. геол. конгр.», 1940, т. 6, с. 35—43.

Лисицина Н. А. Некоторые данные о геохимии коры выветривания основных пород гумидной зоны. — «ДАН СССР», 1965, т. 163, № 2, с. 475—478.

Лисицина Н. А. Геохимия коры выветривания основных пород. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968, с. 5—47.

Лобанов И. Н. Протерозойские валунно-галечные конгломераты р. Кумсы в Карелии. — «Изв. ВУЗов. Геология и разведка», 1963, № 11, с. 54—68.

Лукомский Я. И. Теория корреляции и ее применение к анализу производства. М., Госстатиздат, 1961, с. 375.

Лунева О. И. Докембрийские конгломераты Кольского полуострова. — «ДАН СССР», 1963б, т. 152, № 4, с. 953—955.

Лунева О. И. Состав и источники обломочного материала конгломератов из метаморфических толщ докембрия Кольского полуострова. — «Сов. геология», 1963а, № 12, с. 68—88.

Лунева О. И. Опыт изучения протерозойских метаморфизованных конгломератов Кольского полуострова. Автореф. канд. дис. М., 1967, 27 с.

Лунева О. И. Основные принципы палеогеографических реконструкций докембрия. — «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 6, с. 68—79.

Лунева О. И., Сидоренко А. В. О типах метаморфизма и о значении изучения регионального метаморфизма для литологических исследований. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 163—164.

Лучицкий В. И., Лебедев П. И. Петрография Украины. Изд-во АН СССР, 1934, 245 с.

Львова Н. А. О некоторых особенностях слоистости мамской слюдоносной толщи. — «Изв. ВУЗов, геология и разведка», 1958, № 4.

Львова Н. А. К изучению стратификации бодайбинской подсерии. — В кн.: Вопросы геологии и золотоносности Ленского района. Иркутск, 1969, Иркут. политехн. ин-т, с. 11—77.

Любцов В. В. Вулканизм и некоторые палеонтологические и литолого-геохимические особенности карбонатных пород Печенги. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1971, вып. 3, с. 170—176.

Максумова Р. А. Формации позднего докембрия Таласского хребта. — В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе, изд-во «Илим», 1967, с. 31—53.

Максумова Р. А. Вендские коры выветривания в хребте Каратау (Южный Казахстан). — «Литология и полезные ископаемые», 1973, № 4, с. 133—138.

Малютин Е. И., Ткач Р. И. Перспективы рудоносности Саксаганской синклинали Криворожского железорудного бассейна. — «Разведка и охрана недр», 1968, № 9, с. 3—7.

Манская С. М., Дроздова Т. В. Геохимия органического вещества. М., «Наука», 1964, 315 с.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965, 327 с.

Маракушев А. А. Метаморфические фации глубинных зон и проблема миграции щелочей в земной коре. — В кн.: Связь поверхностных структур с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 213—241.

Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971, 147 с.

Мартыненко Л. И. К вопросу об образовании богатых руд Кривого Рога. Уч. зап. Черновицк. ун-та, т. VIII, сер. геол.-геогр. наук, вып. 2, 1950, с. 65—87.

Мейсон Б., Мелсон У. Лунные породы. Перевод с англ. М., «Мир», 1973, 350 с.

Мельник Ю. П., Луговая И. П. О происхождении рудных минералов докембрийских железистых кварцитов по данным изучения изотопного состава кислорода. — «Геохимия», 1972, № 10, с. 1215—1227.

Методика геологического картирования метаморфических комплексов. Сб. под ред. В. А. Николаева. М., Госгеолтехиздат, 1957, 451 с.

Мигдисов А. А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. — «Геохимия», 1960, № 2, с. 149—163.

Миловский А. В. О выветривании первичного базальта и направленности геохимических процессов в геологической истории Земли. — В кн.: Вопросы геохимии (Кора и верхняя мантия Земли). М., изд-во МГУ, 1972, с. 198—216.

Миловский А. В. О первичных осадочных образованиях Земли и направленности геохимических процессов в геологической истории. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 16—19.

Миловский А. В., Волынец В. Ф. Вопросы геохимии азота. — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1967, № 2, с. 125—130.

Миловский А. В., Фонарев В. И., Гетлинг Р. В. и др. Основные черты строения и состава докембрийских метаморфических толщ Мугоджар. — II Урал. петрограф. совещ., т. V. Тез. докл. Свердловск, 1966, с. 26—27.

Милло Ж. Геология глин. Пер. с франц. Л., «Недра», 1968, 359 с.

Миронюк Е. П. Некоторые новые данные по стратиграфии докембрия в области сочленения олекминской и иенгрской серий Алданского щита. — Совещ. по разр. стратигр. схем ЯАССР, 1961, с. 13—15.

Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М., «Недра», 1971, 246 с.

Мирская Д. Д. К вопросу о стратиграфии центральной части Кольского полуострова. — Мат-лы по геол. и металлог. Кольск. п-ова, вып. 3. Апатиты, 1972, с. 3—9.

Михайлов Б. М. Бокситы западных районов Либерийского щита. — В кн.: Генезис бокситов. М., «Наука», 1966, с. 31—46.

Михайлов Б. М. Геология и полезные ископаемые Либерийского щита. М., «Недра», 1969, 179 с.

Мишарев Д. Т., Амеландов А. С., Захарченко А. И. и др. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность северо-западного Беломорья. — «Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.», 1960, т. 31, с. 75—81.

Моисеенко В. Г., Щека С. А., Фатьянов И. И., Иванов В. С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971, 263 с.

Мошкин В. Н. Основные черты докембрийского магматизма Восточной Азии. — В кн.: Геология докембрия. Докл. совет. геолог. на XXIII сес. МГК «Наука», 1968, с. 163—170.

Муравьев В. И., Салынь А. А. Динамика кристаллохимического преобразования хлорита в эпигенезе. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. — «Тр. ГИН АН СССР». М., «Наука», 1971, вып. 221, с. 121—127.

Мюллер Г. Диагенез и катагенез глинистых осадков. — В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971, с. 122—164.

Назаров П. П. К вопросу о происхождении пород талькового горизонта и их место в разрезе Криворожской серии. — «Геол. журнал АН УССР», 1960, т. 20, вып. 2, с. 66—69.

Негруца В. З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. — «Сов. геология», 1963, № 7, с. 52—76.

Негруца В. З. Кольский полуостров, верхний протерозой. — В кн.: Геологическое строение СССР. Стратиграфия. М., «Недра», т. 1, 1968, с. 129—130.

Негруца В. З. Стратиграфия гиперборейских отложений полуостровов Среднего и рыбачьего и о. Кильдин. — В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского

щита и покрова Русской платформы. — «Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.» Л., 1971, т. 175, с. 153—186.

Негруца В. З. Характеристика стратотипического разреза сариолийской серии и обоснование положения этой серии в сводном разрезе докембрия Карелии. — «Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.» Л., 1971, т. 175, с. 133—152.

Негруца Т. Ф. Геологическое строение карелид юго-западного крыла Лехтинского синклинория. — Вестн. ЛГУ», 1967, № 18, с. 103—115.

Негруца Т. Ф. О направлениях сноса обломочного материала в карельских отложениях зоны сочленения Беломорид и Карелид. — «ДАН СССР», 1968, т. 183, № 3, с. 672—675.

Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов Карелии в связи с их золотоносностью. — «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 6, с. 3—19.

Негруца Т. Ф., Негруца В. З. Сариолийский полифациальный осадочно-вулканогенный комплекс и его место в палеотектонической истории Карелии. Эволюция вулканизма в истории Земли. Мат-лы I Всесоюзн. палеовулканолог. симпозиума. М., 1973, с. 46—47.

Неелов А. Н. Геология докембрия среднего течения р. Мамы и Большой Чуи. Автореф. канд. дисс. Л., ЛГУ, 1957, 24 с.

Николаева И. В. Хлориты в железорудных отложениях Бакчарского месторождения. — В кн.: Глины и глинистые минералы. М., «Наука», 1965, с. 17—27.

Норин Э. Кембрийские и докембрийские осадки центрального Куруг-тага, восточный Тянь-Шань. — «Тр. XVII Межд. геол. конгр.», 1940, т. 6, с. 31—34.

Овчинников А. М. Гидрогеологические условия гидротермальных процессов. — Бюлл. МОИП, сер. геол., т. 32, № 65, 1957, с. 126—142.

Ожогин В. А. Некоторые литологические особенности метаморфических толщ, вмещающих верхнепонойские щелочные граниты. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1971, вып. 3, с. 44—55.

Опарин А. И. Происхождение жизни. — В кн.: Дж. Бернал. Возникновение жизни. М., «Мир», 1969, с. 250—288.

Павловский Е. В. Специфика стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Вопросы геологии и петрологии докембрия. — «Тр. Вост. Сиб. ин-та геол.», 1962, вып. 5, с. 77—108.

Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (О необратимости развития земной коры). — В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. — «Тр. ГИН АН СССР». М., изд-во АН СССР, 1963, вып. 93, с. 9—53.

Педро Ж. О. Экспериментальные исследования геологического выветривания кристаллических пород. М., «Мир», 1971, с. 252.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, № 4, с. 5—23.

Перевозчикова В. А. Отпечатки фауны в песчано-глинистых сланцах среднего протерозоя Южной Карелии. — В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 88—94.

Перельман А. И. Геохимия ландшафтов. М., изд-во «Высшая школа», 1966, 392 с.

Петров Б. М. Особенности распространения и состава базальных отложений курской серии КМА. — Мат-лы по геол. и полезн. ископ. центр. р-нов европ. части СССР, вып. VI. М., 1970, с. 62—68.

Петров Б. М. Об условиях накопления базальных отложений протерозоя северной части Михайловской структуры КМА. — «Геология и разведка», 1971, № 2, с. 39—44.

Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж, изд. Воронежск. гос. ун-та, 1966, 264 с.

Полевая Н. И., Мурина Г. А., Спиринцсон В. Д. и др. Определение абсолютного возраста осадочных и вулканогенных формаций. — В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций. Докл. сов. геол. на XXI сес. МГК. М., изд-во АН СССР, 1960, с. 32—54.

Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология докембрия Балтийского щита. — В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций. Докл. сов. геол. на XXI сес. МГК. М., изд-во АН СССР, 1960, с. 57—82.

Половинкина Ю. Ир. Тальковые сланцы Кривого Рога, их генезис и стратиграфическое положение. Петрогр. сб. ВСЕГЕИ. — «Петрология и минералогия», 1955, вып. 4, № 1, с. 5—42.

Половинкина Ю. Ир. Стратиграфия и роль ультраметаморфизма в Украинском кристаллическом массиве. — В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 5—7.

Полуновский Р. М. Характеристика разрезов гнейсовой серии Центрального Приазовья и вопросы ее стратификации. — «ДАН СССР», 1969, т. 187, № 6, с. 1360—1363.

Полуновский Р. М., Белевцева А. И. Некоторые вопросы литологического изучения метаморфической толщи Центрального Приазовья. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1971, вып. 3, с. 99—107.

Полянин В. А., Ситдиков Б. С., Филипповский В. И. Первичная природа кристаллических пород фундамента востока Русской платформы в пределах Татарского свода. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 220—222.

Попов М. Г. Магматические формации района Хюрсюля — Кивач. — «Тр. Ин-та геолог. Карел. фил. АН СССР». Петрозаводск, 1968, вып. 1, с. 60—73.

Попов Ю. Г. К литохимическим пересчетам седиментогенных кристаллических пород. — В кн.: Проблемы бокситов Сибири. — «Тр. СНИИГГИМСа», 1971, вып. 121, с. 83—88.

Попов Ю. Г. Геохимические особенности высокоглиноземистых отложений пурпольской свиты. Мат-лы 4 конф. мол. науч. сотруд. Вост. Сиб. НИИГГИМС. Иркутск, 1972, с. 124—128.

Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1970, 115 с.

Предовский А. А. Соотношение и характер процессов осадконакопления и вулканизма в геологической истории Печенги. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1971, вып. 3, с. 120—131.

Прияткина Л. А. Ритмичная слоистость в архейских породах Кольского полуострова. — «Тр. ЛАГЕД АН СССР», 1961, вып. 12, с. 156—165.

Прияткина Л. А. Ложная косая слоистость в гранулитах Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., «Наука», 1971, с. 86—97.

Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка», 1969, 312 с.

Пустовалов Л. В. Ратовкит верхнего Поволжья. М., изд. АН СССР, 1937, 115 с.

Раабен М. Е. О скоростях осадконакопления в рифее. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1966, № 9, с. 117—129.

Равич М. Г. Геология и петрология кристаллического фундамента Антарктической платформы. Докл. сов. геолог. на XXII сес. МГК. Пробл. 10, 1964, с. 120—134.

Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М. О связи сихотэалинских биотитов и их кислотного выщелачивания с оловянным оруденением. — В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев. «Наукова думка», 1969, с. 86—91.

Ранкама К. Принципы и основы глобальной стратиграфии докембрия. Новости зарубеж. литер. Общ. и регион. геол. Методика геол. картир. вып. № 4, реф. 5. М., ВИЭМС, 1971, с. 87—88.

Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., «Наука», 1964, 288 с.

Рейнольдс Дж., Ферхуген Дж. Колебания изотопного состава кремния в природе. — В кн.: Изотопы в геологии. М., «ИЛ», 1954, с. 612—623.

Рифейские отложения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Под ред. Ю. П. Казанского. Новосибирск, «Наука», 1973, 168 с.

Робонен В. И. О вулканизме и сульфидном рудообразовании в нижнем протерозое Карелии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, М., «Недра», 1971, вып. 3, с. 274—279.

Родионов Д. А. К вопросу о статистическом сравнении составов пород. — «Геохимия», 1964, № 4, с. 368—372.

Розен О. М. Геология раннего докембрия Кокчетавского массива. Автореф. канд. дис. М., МГУ, 1966, 15 с.

Розен О. М. Пересчет химических анализов седиментогенных кристаллических сланцев на компоненты осадочной породы. — «Сов. геология», 1970, № 7, с. 31—44.

Роненсон Б. М. Об объективных критериях для стратиграфического расчленения толщ докембрийских сланцев. — «Тр. Гипрониислюда», 1954, вып. 1(3), с. 115—125.

Ронов А. Б. К вопросу о распространенности карбонатных пород. — «ДАН СССР», 1948, т. 61, № 3, с. 479—482.

Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода) — «Тр. Ин-та географ. АН СССР», 1949, № 3(130), 390 с.

Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры океана и атмосферы. — «Геохимия», 1964, № 8, с. 715—743.

Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Барская Н. В. Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на русской платформе (опыт количественного исследования). — «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 6, с. 3—36.

Ронов А. Б. Эволюция состава осадочных пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. — «Геохимия», 1972, № 2, с. 137—147.

Ронов А. Б., Балашов Ю. А., Гирин Ю. П. и др. Закономерности распределения редкоземельных элементов в осадочной оболочке и в земной коре. — «Геохимия», 1972, № 12, с. 1483—1514.

Ронов А. Б., Гирин Ю. П., Казаков Г. А., Илюхин М. Н. Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах. — «Геохимия», 1966, № 7, с. 763—775.

Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ. — «Геохимия», 1970, № 4, с. 403—438.

Ронов А. Б., Хлебникова З. В. Химический состав важнейших типов глин. — «Геохимия», 1957, № 6, с. 449—469.

Рудник В. А., Соботович Э. В., Терентьев В. М. Об архейском возрасте древнейших пород алданского комплекса. — «ДАН СССР», 1969, т. 182, № 4, с. 897—901.

Русин А. И. Мигматиты Восточно-Мугоджарского антиклинория. — «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1972, № 1, с. 56—61.

Руттен М. Происхождение жизни. М., «Мир», 1973, 411 с.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961, 703 с.

Рухина Е. В. Литология ледниковых отложений. Л., «Недра», 1973а, 176 с.

Рухина Е. В. Генетическое подразделение пород. — В кн.: Литология и палеогеография. Изд. ЛГУ, 1973б, с. 51—56.

Салоп Л. И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. — В кн.: Геология докембрия. М., «Недра», 1964а, с. 16—30.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Стратиграфия. «Недра», 1964б, т. 1, 515 с.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Л., «Недра», 1965, т. II, 699 с.

Салоп Л. И. Докембрий СССР. Докл. сов. геол. на XXIII сес. МГК, пробл. 4. М., «Наука», 1968а, с. 35—46.

Салоп Л. И. Архейская и протерозойская эры. Геол. строен. СССР. М., «Недра», 1968б, с. 237—262.

Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. «Недра», Л., 1973, 309 с.

Сауков А. А. Эволюция факторов миграции элементов в геологической истории. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1961, № 5, с. 3—16.

Семененко Н. П. Геология и петрография Мамской кристаллической полосы (Байкало-Патомское нагорье). Киев, изд. АН УССР, 1948, 390 с.

Семененко Н. П. Геохронология и проблемы докембрия. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1972, № 2, с. 3—12.

Семенов А. И., Смыслов А. А. Геохимические критерии связи промышленного оруденения с горными породами и проблема источников оруденения. — «Зап. Всес. минералог. об-ва», 1967, ч. XCVI, вып. 5, с. 584—596.

Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя.— Автореф. докт. дис., М., 1972, 48 с.

Семихатов М. А. Общая стратиграфическая шкала верхнего докембрия: состояние и проблемы. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1973, № 9, с. 3—17.

Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конструкция и классификация. — «Тр. ГИН АН СССР», 1953, вып. 140(№ 14), 340 с.

Сердюченко Д. П. О некоторых типах осадочно-метаморфического минералообразования. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1956, с. 486—515.

Сердюченко Д. П. Магнезиально-железистые слюды из железорудных и слюдоносных пород алданского щита. — В кн.: Железные руды Южной Якутии. М., изд-во АН СССР, 1960, с. 358—381.

Сердюченко Д. П. О происхождении апатитовых месторождений. — В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М., «Наука», 1967, с. 11—29.

Сердюченко Д. П. Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах Земли и их скаполитсодержащие метаморфические производные. — В кн.: Геология докембрия. Докл. сов. геол. на XXIV сессии МГК, пробл. I. Л., «Наука», 1972а, с. 31—41.

Сердюченко Д. П. Условия образования метаморфизованных месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев, «Наукова думка», 1972б, с. 75—100.

Сердюченко Д. П. О двух слюдах — из калиевых и натриевых метасоматитов Приазовья. — «ДАН СССР», 1972в, т. 206, № 4, с. 939—942.

Сердюченко Д. П. Новый генетический тип редкометальных месторождений в метаосадочных породах.— «Сов. геология», 1972, № 2, с. 121—126.

Сердюченко Д. П., Потемкин К. В., Зотов И. А. Редкие элементы в осадочно-метаморфических породах. — В кн.: Редкие элементы в осад. и метамор. породах. М., «Наука», 1964, с. 17—68.

Сердюченко Д. П., Чайка В. М. Геохимическая история фосфора и бария при формировании карбонатитоподобных пород и древних кор выветривания Чадобецкого поднятия. — «ДАН СССР», 1967, т. 177, вып. 4, с. 929—932.

Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. — «Сов. геология», 1963, № 4, с. 3—23.

Сидоренко А. В. Некоторые вопросы изучения докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1967, вып. 2, с. 5—13.

Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. — «ДАН СССР», 1969, т. 186, № 1, с. 166—169.

Сидоренко А. В. Очередные проблемы литологического изучения докембрия. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М., «Наука», 1970а, т. 1, с. 148—158.

Сидоренко А. В. Некоторые вопросы развития петрографии. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1970б, № 4, с. 17—26.

Сидоренко А. В. Предисловие. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1971, вып. 3, с. 3—5.

Сидоренко А. В. Некоторые научные и практические вопросы современной литологии. — «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 6, с. 3—12.

Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия, состояние и задачи. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 4—7.

Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А., Сидоренко Св. А. и др. Изотопный состав элементарного углерода из метаморфических пород докембрия. — «ДАН СССР», 1972, т. 206, № 2, с. 463—466.

Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А., Борисова С. Л. и др. Изотопно-кислородная диагностика орто- и параамфиболитов.— «ДАН СССР», 1973, т. 211, № 1, с. 208—211.

Сидоренко А. В., Грицаенко Г. С., Лунева О. И. и др. Комплексное применение просвечивающей и растровой электронной микроскопии в сочетании с микроанализом к решению геологических задач. III Всес. совещ. по физ. методам изучения минералов осадочных пород. Тез. докл. Александров, 1973, с. 4—5.

Сидоренко А. В., Грицаенко Г. С., Сидоренко Св. А. и др. Электронномикроскопическое исследование шунгитов. — VIII Всес. конфер. по электрон. микроскоп. Тез. докл. М., 1971, 73 с.

Сидоренко А. В., Лунева О. И. О слоистых текстурах в метаморфических толщах Кольского полуострова.— «ДАН СССР», 1958, т. 118, № 1, с. 164—166.

Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М., изд-во АН СССР, 1961, с. 198.

Сидоренко А. В., Лунева О. И. Значение конгломератов для познания истории докембрия (на примере Кольского полуострова). — «Сов. геология», 1967, № 6, с. 26—47.

Сидоренко А. В., Лунева О. И., Немова Т. В. Об осадочном генезисе гранулитов Кольского полуострова. — «ДАН СССР», 1971, т. 198, № 5, с. 1182—1185.

Сидоренко А. В., Лунева О. И. О фациях регионального метаморфизма и первичном составе пород. — «Сов. геология», 1972, № 6, с. 7—21.

Сидоренко А. В., Ожогин В. А. Применение аэрофотосъемки для определения первичного генезиса глубоко метаморфизованных щелочных пород Кольского полуострова. — «ДАН СССР», 1968, т. 180, № 3, с. 687—690.

Сидоренко А. В., Розен О. М., Гиммельфарб Г. Б. и др. К проблеме распространенности карбонатных отложений в докембрии. — «ДАН СССР», 1969, т. 189, № 6, с. 1336—1339.

Сидоренко А. В., Розен О. М., Теняков В. А. и др. Метаморфизм осадочных толщ и «углекислое дыхание» земной коры. — «Сов. геология», 1973, № 5, с. 3—11.

Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. О распространенности предположительно биогенного углерода в докембрии. — «ДАН СССР», 1968, т. 183, № 1, с. 181—184.

Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Об «углеводородном дыхании» докембрийских графитсодержащих толщ. — «ДАН СССР», № 1, 1970, т. 192, с. 184—187.

Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы. — «Сов. геология», 1971, № 5, с. 3—20.

Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Докембрийский осадочно-метаморфический фундамент как один из источников углеводородов в земной коре. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., «Наука», 1973, с. 72—79.

Сидоренко А. В., Теняков В. А., Горбачев О. В. и др. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов. — «ДАН СССР», 1968, т. 182, № 4, с. 907—909.

Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М. и др. К геохимии гипергенеза в раннем докембрии. — «ДАН СССР», 1971, т. 201, № 3, с. 678—681.

Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М. и др. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., «Наука», 1972, 209 с.

Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М. и др. Основные черты геохимии гапергенеза в раннем докембрии. — I Межд. геохим. конгр., т. IV, кн. 1. М., ВИНИТИ, 1973, с. 9—27.

Сидоренко А. В., Чайка В. М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., «Наука», 1970, с. 5—29.

Сидоренко Св. А. Органическое вещество и докембрийский экзогенез. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 23—24.

Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрии: проблема абиогенности и другие проблемы генетической интерпретации. — В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. IV семинар, тез. докл. изд. МГУ, 1974, с. 17—19.

Симанович И. М. О метаморфизме обломочного кварца сегозерских кварцитов (Карелия). — «ДАН СССР», 1969, т. 187, № 4, с. 871—873.

Синицын В. М. Северо-Западная часть Таримского бассейна. Геологический очерк. М., изд-во АН СССР, 1957, 249 с.

Синицын В. М. Эволюция геологических процессов. — «Вестн. ЛГУ», 1965а. № 18, с. 5—14.

Синицын В. М. Древние климаты Евразии, изд. «ЛГУ», 1965б, т. 1, 166 с.

Ситдиков Б. С., Полянин В. А. Некоторые вопросы состава, строения и петрологии кристаллического фундамента Татарского свода. — В кн.: Геология, формац. анализ, петролог. и металлогенич. специализац. кристал. образов. Русской платформы. Воронеж, 1972, с. 64—65.

Скаржинская Т. А. Осадочно-вулканогенные формации архея центральной части Украинского щита. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1973, СО АН СССР, Межвед. страт. ком., с. 35—44.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969, 687 с.

Смирнов С. И. Рудоносный ли флюоид был вскрыт глубокой скважиной в долине Империал, Южная Калифорния? — «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1967, № 3, с. 28—35.

Смыслов А. А., Титов В. К. Роль регионального метаморфизма в формировании радиологической зональности земной коры. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1967, № 11, с. 30—40.

Соболева М. В. Минералы бокситов КМА. — В кн.: Новые методы исследований бокситов. М., 1972, с. 17—63.

Соботович Э. В., Гращенко С. Н. К вопросу о возрасте минералов Витватерсранда. — «Тр. X сес. Комисс. абс. возр.». М.— Л., изд-во АН СССР, 1962, с. 107—112.

Соколов В. А. «Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии». Изд-во АН СССР, 1963, 205 с.

Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В. и др. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. — «Тр. Ин-та геол. Карел. фил. АН СССР», Петрозаводск, «Карелия», 1970, вып. 6, 245 с.

Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В. и др. О влиянии ятулийского вулканизма на осадкообразование. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1971, вып. 3, с. 207—212.

Соколов В. А., Машкара И. И. О микростроении и генезисе фосфоритов Кара-Тау. — «Пробл. сов. геология», 1938, № 7, с. 76—85.

Соколов А. С., Светов А. П. Геология ятулийского вулканического комплекса Южной и Центральной Карелии. — «Тр. Ин-та геол. Карел. фил. АН СССР», Петрозаводск, 1967, вып. 1, с. 26—59.

Соколов В. А., Светов А. П. Опыт палеовулканологических исследований ятулийских вулканогенных толщ Карелии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1971, вып. 3, с. 298—304.

Соколов В. А., Светов А. П. и др. К проблеме геологии сариолия. — В кн.: Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1972, с. 5—81.

Стенарь М. М. О нижнепротерозойском вулканизме в Западной Карелии. — «Тр. Ин-та геол. Карел. фил. АН СССР», 1968, вып. 1, с. 88—98.

Стоялов С. П. Арбарастахский массив ультраосновных и щелочных пород. Матер. регион. геол., вып. 7. Госгеолтехиздат, 1961. — «Тр. ВАГТ», с. 44—56.

Страхов Н. М. О периодичности и необратимости эволюции осадкообразования в истории Земли. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1949, № 6, с. 70—111.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., изд-во АН СССР, 1960, т. 1, 212 с., т. II, 573 с.; 1962, т. III.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории земли. М., Госгеолтехиздат, 1963а, 530 с.

Страхов Н. М. О значении титанового модуля для познания генезиса бокситов.— «Литология и полезные ископаемые», 1963б, № 2, с. 249—253.

Судовиков Н. Г. Геолого-петрографический очерк Шуезерского района. — «Тр. Ленингр. гидро-геодез. тр.», 1934, вып. 6, 53 с.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во «ЛГУ», 1964, 550 с.

Судовиков Н. Г. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. М., «Наука», 1965, 290 с.

Суслова С. Н. К вопросу о литологическом составе гнейсосланцевой толщи тундры Талья (Кольский полуостров). — В кн.: Пробл. литологии докембрия, Л., «Наука», 1971, с. 84—85.

Таусон В. О. Наследство микробов. М.—Л., изд-во АН СССР, 1946, 250 с.

Тейлор Г. П. Изотопы кислорода в минералах гидротермальных месторождений. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 101—128.

Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. М., «ИЛ», 1951, 275 с.

Тимофеев Б. В. Сфероморфиды протерозоя. «Наука», 1969, 146 с.

Точилин М. С., Горяинов П. М. Геология и генезис железных руд Приимандровского района Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1964, 102 с.

Травин Л. В. К выяснению первичной природы архейских пород Алданского щита. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1970, вып. 7, с. 63—68.

Травин Л. В. О некоторых слоистых текстурах архейских пород Алданского щита. — «Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия», 1973, т. 199, с. 145.

Тугаринов А. И. Эпохи минералообразования в докембрии. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1956, № 9, с. 3—26.

Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций. В кн.: Химия земной коры. Изд-во АН СССР, 1963, с. 153—177.

Тугаринов А. И. Этапы развития Земли по данным геохронологии. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 7—8.

Тугаринов А. И., Бибикова Е. А., Горощенко Г. Л. О возрасте гранулитов Балтийского щита. «Геохимия», 1968, № 9, с. 1052—1060.

Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Розен О. М и др. О гренвилльской фазе магматизма в Северном Казахстане. «Геохимия», 1970, № 1, с. 112—115.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. «Недра», 1970, 432 с.

Тугаринов А. И., Наумов В. Б. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования. 1 Межд. геохим. конгр. Докл., М., Изд. ВИНИТИ, 1973, т. II, с. 7—19.

Турченко С. И., Ефимов М. М. Метаморфогенное сульфидное оруденение Кандалакшско-Колвицкого гранулитового комплекса (в связи с прогнозом металлоносности Русской плиты). — В кн.: Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы. Воронеж, изд. Воронеж. гос. ун-та, 1972, с. 130—131.

Уиттекер Э., Робинсон Г. Математическая обработка результатов наблюдений. Л.—М., ГТТИ, 1933, 364 с.

Урусов В. С., Хитаров Н. И. Полиморфные переходы кремнезема в условиях нижней мантии Земли. — «Геохимия», 1973, № 9, с. 1311—1315.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962, 414 с.

Фации метаморфизма. Под ред. В. С. Соболева. М., «Недра», 1970, 432 с.

Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. Под ред. В. С. Соболева. М., «Недра», 1972, 286 с.

Федкова Т. А. О некоторых признаках первично-осадочных текстур в породах гранулитовой формации Кольского полуострова. — В кн.: Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. Л., «Наука», 1966, с. 75—88.

Федоров Е. Е. Особенности строения Кейвского синклинория и положение в нем массивов щелочных гранитов. — «Бюлл. МОИП», сер. геол., 1972, № 5, 156 с.

Федоровский В. С. Объем и границы меденосной удоканской серии докембрия Вост. Сибири». — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1968, № 11, с. 104—120.

Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. — «Тр. ГИН АН СССР», М., «Наука», 1972, вып. 236, 130 с.

Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. — «Геотектоника», 1968, № 4.

Филатова Л. И. Стратиграфия метаморфических толщ Центрального Казахстана (в связи с разработкой корреляционной схемы докембрия). — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1970, № 2, с. 95—116.

Филатова Л. И. Кератофировая аралбайская серия и особенности раннегеосинклинального формационного ряда протерозоя Улутау (Центральный Казахстан). Инфор. бюлл. Постоян. семин. по палеовулканол. Петропавловск-Камчатский, 1972а, с. 21—23.

Филатова Л. И. Особенности развития раннепротерозойской геосинклинали Центрального Казахстана. — «Геотектоника», 1972б, № 5, с. 115—122.

Филатова Л. И., Япаскурт О. В. О докембрийских конгломератах Улутау. — В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., изд-во МГУ, 1971, т. X, с. 159—177.

Филипповский В. И. К использованию литохимического метода исследования первичной природы кристаллических пород докембрия. В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 205—207.

Флинт Р. Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., «ИЛ», 1963, 576 с.

Флоренский В. П. О начальном этапе дифференциации вещества Земли. — «Геохимия», 1965, № 8, с. 909—917.

Флоренский В. П., Лапинская Т. А. О некоторых вопросах формирования докембрийских пород восточной части Русской платформы. — «ДАН СССР», 1954, т. 95, № 2, с. 375—378.

Фолинсби Р. Э. Докембрийские металлогенические эпохи — атмосферные или центросферные? — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 45—56.

Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья. — «Тр. ГИН АН СССР», М., 1959, вып. 20, 235 с.

Франк-Каменецкий В. А. О влиянии анионов на преобразования каолинита и монтмориллонита в К-содержащих гидротермальных средах. — «Вестн. ЛГУ», 1972, № 24, с. 67—80.

Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. Гидротермальный синтез в системах галлуазит и каолинит+хлориды K, Na, Ca, Mg под давлением. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., «Наука», 1969, т. 1, с. 37—44.

Фролова Н. В. О наиболее древних осадочных породах Земли. — «Природа», 1950, № 9, с. 15—21.

Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. — «Тр. Иркутск, гос. ун-та», 1951, т. V, вып. II, с. 35—44.

Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. В кн.: Геология и петрология докембрия. М., изд-во АН СССР, 1962, с. 13—49.

Фрумкин И. М. Новые данные по стратиграфии архея Алданского щита. Совещ. по разр. стратигр. схем ЯАССР, 1961, с. 9—10.

Хабаков А. В. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности. Литол. сб., № 1. М.—Л., Гостоптехиздат, 1948, с. 66—84.

Хаин В. Е. Эволюция земной коры и возможные формы ее связи с процессами в верхней мантии. — «Сов. геология», 1964а, № 6, с. 3—22.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964б, 468 с.

Хаин В. Е. Об основных тенденциях в развитии земной коры. — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1968, № 1, с. 25—40.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971, 548 с.

Харитонов Л. Я. Геология СССР, т. XXVII, Мурманская область. М., Госгеолтехиздат, 1958, 650 с.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1966, 358 с.

Харкер А. Метаморфизм. М., ОНТИ, 1934, 351 с.

Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. — «Тр. ГИН АН СССР», 1963, вып. 81, с. 7—29.

Хейзен Б., Холлистер Ч. Мутьевые потоки и оледенение. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968, с. 87—94.

Хейсканен К. И., Голубев А. И., Бондарь Л. Ф. Основные черты развития сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса Карелии. Всесоюз. семинар по вулканогенно-осадочному литогенезу 5—10 июня 1972. Тез. докл. Петрозаводск, 1972, с. 61—63.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М., изд-во АН СССР, 1963, 245 с.

Хлестов В. В., Ушакова Е. Н. Петрография и генезис Кяхтинского силлиманитового месторождений БАССР. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 197—242.

Хожаинов Н. П., Савко А. Д., Ковалев А. И. Вторичные ореолы рассеяния на месторождениях медно-никелевых руд юго-востока Воронежской антеклизы. — В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1972, с. 64—70.

Ху-Шуюн. Изучение кембрийских отложений в районе Куруктага. Геологический ежемесячник (Dishi yuckan), 1958, № 7, с. 30—32.

Чаттерджи Р. Н. Первичный состав пород серии Джутог района Чор в низких Гималаях (опыт литохимического исследования). — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 216—220.

Черенков И. Н. Тиллитоподобные образования в отложениях геосинклинальных областей. — «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 1, с. 142—149.

Черкасов Р. Ф. Вулканогенное происхождение Алданского архея. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1973, СО АН СССР, Межвед. страт. ком., с. 65—83.

Чернов В. М. Некоторые геологические данные о составе атмосферы в протерозое Карелии.— «Тр. Карел. фил. АН СССР», 1960, вып. 26, 25 с.

Чернов В. М. Парагенетические ассоциации пород вулканогенных железисто-кремнистых формаций Карелии и условия их осадконакопления. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1971, вып. 3, с. 223—243.

Чернов В. М., Инина К. А. Лептиты и лептитоподобные породы Западной Карелии. — «Тр. Ин-та геол. Карел. фил. АН СССР», Петрозаводск, 1968, вып. 1, с. 99—136.

Чувардинский В. Г. Дрифтовые и абразионные процессы в Белом море и их значение в формировании валунных отложений и рельефа. — Автор. канд. дис., М., 1970, 24 с.

Чумаков Н. М. О значении тиллитоподобных пород для стратиграфии докембрия. — Докл. сов. геол. на XXII сес. МГК, пробл. 10. Геология докембрия. М., «Недра», 1964, с. 43—58.

Чумаков Н. М. О некоторых докембрийских тиллитоподобных породах СССР. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1965, № 2, с. 83—101.

Чумаков Н. М. Позднедокембрийское оледенение Европы. — «ДАН СССР», 1971, т. 198, № 2, с. 419—422.

Чумаков Н. М. Позднедокембрийское оледенение Европы и некоторые связанные с ним проблемы. — Докл. сов. геол. на XXIV сес. МГК, пробл. 1. Геология докембрия. Л., «Наука», 1972, с. 6—17.

Чумаков Н. М. Ледниковые отложения в раннем и позднем протерозое. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 62—65.

Чухров Ф. В., Виноградов В. И., Ермилова Л. П. К проблеме изотопного фракционирования серы в протерозое. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1968, № 11, с. 3—11.

Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Виноградов А. П. Об изотопном составе серы как показателе возможности некоторых геохимических процессов в древнем докембрии. — «Изв. АН СССР, сер. геол.». № 9, 1969, с. 50—60.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. — В кн.: Совещание по осадочным породам. М., изд-во АН СССР, 1955, вып. 2, с. 7—99.

Шатский Н. С. Избранные труды, т. IV. М., «Наука», 1962, 435 с.

Шеломенцева Л. И. О вероятных реликтах осадочных образований в архее Южного Прибайкалья. — «Тр. Иркутск. политехн. ин-та, сер. геол.», Иркутск, 1966, вып. 30, с. 24—31.

Шпак Н. С., Сурикова А. С. Досинийская кора выветривания на Алданском щите. — «Геология и геофизика», 1967, № 6, с. 130—132.

Шулежко И. К., Савельев А. А. Поведение детритовых цирконов при прогрессивном региональном метаморфизме (на примере метаморфической зональности среднего течения р. Мамы). — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., «Наука», 1971, с. 149—157.

Шуркин К. А. Главнейшие черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 75—82.

Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакк. — Автор. докт. дис. М., 1973, 45 с.

Шутов В. Д., Александрова В. А., Лосиевская С. А. Генетическая интерпретация полиморфных модификаций каолинита в осадочных породах. — В кн. Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966, с. 75—81.

Шутов В. Д., Дриц В. А., Сахаров Б. А. Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюду при региональном эпигенезе. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971, с. 24—35.

Шутов В. Д., Коссовская А. Г., Муравьев В. И. и др. Граувакки. М., «Наука», 1972, 280 с.

Щеглов А. Д. О низкотемпературных гидротермальных месторождениях в областях распространения докембрия. — «ДАН СССР», 1972, т. 205, № 2, с. 435—438.

Щелочные граниты Кольского полуострова. (Сб. статей). Изд-во АН СССР, 1958, 374 с.

Щербак Н. П., Половко Н. И., Левковская Н. Ю. Изотопный возраст акцессорных минералов нижней свиты криворожской серии. — «Геол. журнал», 1969, № 3, с. 21—29.

Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968, 240 с.

Эйтель В. Физическая химия силикатов. М., ИЛ, 1962, 1055 с.

Эскола П. Докембрий Финляндии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., «Мир», 1967, с. 154—261.

Япаскурт О. В. Некоторые результаты изучения метаморфических толщ докембрия на примере кумолинской и белкудукской свит Улутау (Центральный Казахстан). — Тез. докл. V Научн. отчетн. конфер. геолог. ф-та. М., 1969, МГУ, с. 15—16.

Япаскурт О. В. К стратиграфии бождакской серии. — В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ, 1971б, т. X, с. 123—135.

Япаскурт О. В. К методике литологического изучения первично обломочных толщ докембрия. Тез. докл. VI Научн. отчетн. конфер. геолог. ф-та. М., 1971в, МГУ, с. 36—37.

Ясырев А. Н., Никитин Н. М. Геохимия золота в осадочных процессах (на примере Русской платформы). Тула, Приокское изд-во, 1972, 78 с.

Aalto K. R. Glacial marine sedimentation and stratigraphy of the Toby conglomerate (Upper Proterozoic), Southeastern British Columbia, Northwestern Idaho and Northeastern Washington. Canadian J. Earth Sci., N 7, 1971.

Acharya S. Stratigraphy of the Banded Iron Formation of the Dalteri—Tomaka area, Cuttack district, Orissa, India. IGC, XXII Ses. P. X, Sec. I. Archean and Precambrian Geology, New Dehly, 1964.

Allenby R. J. Determination of the isotopic ratios of silicon in rocks. Geoch. et Cosmoch. Acta, v. 5, 1954.

Anderson A. T. The dimensions of oxygen isotopic equilibrium attainment during prograde metamorphism. J. Geol., v. 75, N 3, 1967.

Aniruddha D. Precambrian Dalma-Dhanjori volcaniciti of Eastern India and stratigraphic significance. IGC, XXII Ses., P. X, Sec. 10. Archean and Precambrian Geology, New Dehly, 1964.

Bailey D. K. Intrusive limestones in the Keshya and Mkwisi valleys Northern Rhodesia. Quart. J. Geol. Soc., v. 117, pt. 4, London,, 1961.

Bandy O. L., Butler E. A., Wright R. C. Alaskan upper Miocene marine glacial deposits and the Turborotalia pachyderma datum Plane. Sci., v. 166, 1969.

Banks N. L., Edwards M. B. Late Precambrian and Cambro-Ordovician sedimentation in East Finnmark. Norg. Geol. Undersök., N 269, 1971.

Bannister F. A., Whittard W. F. A magnesian chamosite from the Wenlock limestone of Wikwar, Gloucestershire. Miner. Mag., v. 37, N 190, 1945.

Baron G. Sur la synthese de la dolomite. Rev. Inst. Frans. Petrole Ann. Combust. Liquides, v. 15, N 3, 1960.

Barth T. F. W., Correns C. W., Escola P. Die Entstehung der Gesteine. Springer, Berlin, 1939.

Basu K. K. The alkali rocks of Kishangarh, Ajmer District, India. IGC, XXII Ses., P. X, Sec. 10, Archean and Precambrian Geology, New Dehly, 1964.

Berthelson A. Structural studies in the Precambrian of Western Grunland. Geology of Tovqussap Nuna. Grönlands Geol. Undersögelse, Bull., 25. 1960.

Bertrand-Sarfati J. Stromatolites columnaries du precambrien superieur Sahara nord—occidental. Centre Recherch. Zones Arides. Ser. Geol.. N 14, 1972.

Biju-Duval B., Gariel O. Nouvelles observations sur les phénoménés glaciaries „eocambriens" de la bordure nord de la synéclise de Taoudeni, entre le Hank et la Tanez Rouft, Sahara occidental: Palaeogeogr.,, Palaeoclimatol., Palaeoecolog., v. 6, N 4, 1969.

Binda P. L., Eden J. G. van. Sedimentological evidence on the origin of the Precambrian Grate Conglomerate (Kundelungu Tillite), Zambia. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol , v. 12, N 3, 1972.

Blackwelder E. Pleistocene glaciation in the Sierra Nevada and Basin Ranges. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 42, 1931.

Blondeau K. M., Lowe D. R. Upper Precambrian glacial deposits of the Mount Rogers formation. Int. Geol. Cong., XXIV Ses., Sec. I. Precambrian geology, 1972.

Brough J., Robertson R. H. S. A chlorite convention for the appraisal of Scottish fireclays. Clay minerals bull., v. 3,N 19, 1958.

Brown B. E., Bailey S. W. Chlorite polythiphism. Amer. Mineral., v. 7, N 7—8, 1962.

Cahen L. Etat actuel de la géochronologie du Katangien. Ann. Mus. roy. Afr. Centr. Sci. géol., N 65, 1970.

Cann J. R. Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. Journ. Petrol., 10, N 1, 1969.

Capriani C., Sassi F. P., Scolari T. Metamorphic wite micas: definition of paragenetic fields. Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, B. 51, H. 1, 1971.

Challis G. A. The $K_2O : Na_2O$ ratios of ancient volcanic arcs in New Zealand. New Zealand Journ. Geol. and Geophys., 11, N 1, 1968.

Cloud P. E.. Gruner J. W., Hagen. Carbonaceus rocks of the Soudan iron formation (early Precambrian), Science, 143, 1965.

Cloud P. Ordering principles in Earth History. Adventures in Earth History, S. F., USA, 1970.

Compston W., Arriens P. A. The Precambrian geochronology of Australia. Canad. Journ. Earth Sci., 5, N 3, pt. 2, 1968.

Condie K. C. Archean evolution of the South Pass area, Southwestern Wyoming. IGC, XXIV Ses , Abstracts, Montreal, 1972.

Crowell J. C., Frakes L. A. Phanerozoic glaciation and the causes of ice ages. Amer. Journ. Sci., 268, N 3, 1970.

David T. W. E. The Geology of the Commonwealth of Australia. L., v. 1, 1950.
Davidson C. F., Rutten M. G. The Precambrian atmosphere. Nature (Engl.), v. 197, N 4870, 1963.
Dely R. A. First calcareous fossils and the evolution of the limestones. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 20, Aplil, 1909.
Dow D. B., Gemuts I. Geology of the Kimberley Region, W Australia: The East Kimberley. Bull. Bur. Min. Res., Geol. and Geophys., N 106, 1969.
Dunoyer de Segonzac G. The transformation of clay minerals during diagenesis and low—grade metamorphism. A. review. sediment., 15, N 3—4, 1970.
Eckelman F. D, Kulp J. L.. The sedimentary origin and stratigraphic equivalence of the so—called Cranbery and Henderson Granites in western North Carolina. Amer. Journ. Sci., 254, 1956.
Eckelman F. D.. Poldervaart A. Geology evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Bull. Geol. Soc. Amer., 68, N 10, 1957.
Eskola P. On the petrology of eastern Fennoskandia. Fennia, 45, N 19, 1925.
Eskola P. On the granulites of Lapland. Amer. Journ. Sci., Bowen v., P. 1, New Haven, Connecticut, 1952.
Fairbairn H. W., Hurley P. M., Card K. D. Correlation of radiometric ages of Nipissing diabase and Huronian metasediments with Proterozoic orogenic events in Ontario. Canad. Journ. Earth Sci., v. 6, N 3, 1969.
Flehming W., Kurze R. Die quantitative infrarotspectrocopische Phasenanalyse von Mineralmengen. Neues Jahrbuch fur Min. Abh., B 119, H. 1, 1973.
Flint R. F. Geological evidence of cold climate. In: Descriptive Palaeoclimatology, A. E. M. Nairn (Ed.), N. Y. Interscience, 1961.
Foster M. D. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. Geol. Surv. Prof. Paper, 414—A, 1962.
Füchtbauer H., Goldschmidt H. Beobachtungen zur Tonmineral Diagenese. Proc. Int. Conf. Clay, Stockholm, Perg. Press, 1963.
Gangopadhyay P. K. Structure and tectonics of Alwar region in Northern Rajasthan, India, with special reference to Precambrian stratigraphy. IGC, XXIV Ses., Sec. 1, Precambrian geology, Montreal, 1972.
Garlick G. D, Dymond J. R. Oxygen-isotope exchange between volcanic glass and ocean water. Trans. Am. Geoph. Union, N 1, 1967.
Garlick G. D., Epstein S. Oxygen isotope ratios in co-existing minerals of regionally metamorphosed rocks. Geoch. et Cosmoch. Acta, v. 31, N 2, 1967.
Gavelin S. Variations in isotopic composition of carbon from metamorphic rocks in Northern Sweeden and their geological significance. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1957.
Geijer P. The distribution of halogens in skarn amphiboles in Central Sweeden Arkiv för Miner. och Geol., B. 2, 1960.
Geijer P. The geological significance of the cerium mineral occurences of the Bastnäs type in Central Sweeden Arkiv för Miner. och Geol., B. 3, 1961.
Geochronologie in Suid Africa. Science, v. 9, N 5, 1968.
Geology and Economic minerals of Canada. 1968.
Gevers T. W. An ancient tillite in South-West Africa. Trans. Geol. Soc. S. Africa, v. 34, 1931.
Gill J. E. Original crust in the Canada shield area. Bull. Geol. Soc. Amer., 62 (2), 1950.
Glaessner M. F. Die Entwicklung des Lebens im Präkambrium und seine geologische Bedeutung. Geol. Rundschau, B. 60, H. 4, 1971.
Goni J., Picot P. Certaines particularités minéralogiques des tactites á scheelite du nord—est du Bresil. Bull. Soc. franc. Minér. Crist., 88, N 1, 1965.
Gould S. L. Is uniformitarianism useful? Journ. Geol. Education, v. 15, 1967.
Grant F. S. The geological significance of variations in the abundance of the isotopes of silicon in the rocks. Geoch. et Cosmoch. Acta, v. 5, 1954.
Hallimond A. F. On the relation of chamosite and daphnite to the chlorite group. Min. Mag., v. 25, N 167, 1939.
Harland W. B., Herod K. N., Krinsley D. H. The difinition and identification of tills and tillites. Earth Science Rev., v. 2, 1966.
Haynes S. J., Clark A. H. Distribution of chlorine and fluorine in granitoid rocks and associated ore deposits, Northern Chile. Econ. Geol., v. 67, N 7, 1972.
Heinrich E. W. The Palabora carbonatitic complex — a unique copper deposit. In: Alkaline rocks, ed. G. Perrault, Montreal, Canada, 1970.
Hess H. H. Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea-floor. In: Submarine geology and geophysics, ed. W. F. Whittard, R. Brandshaw, London, 1965.
Holtedahl O. The „Sparagmite Formation" (Kjerulf) and „Eocambrian" (Brögger.) of the Scandinavian Peninsula, XX МГК, кн.: Кембрийская система, ее палеогеография и проблема нижней границы, т. III, Изд. АН СССР, М., 1961.
Hubbert M. K. Critique of the principle of uniformity. Geol. Soc. Am., Spec. Paper; Uniformity and Simplicity, 1967.
Huckenholz H. G. Sedimentpetrographische Untersuchungen an Gesteinen der Tanner Grauwacke. Beitrage zur Min. und Petr., B. 6 H. 4, 1959.

Joung G. M. An extensive early Proterozoic glaciation in North America? Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., v. 7, N 2, 1970.

Keller W. D., Balgord W. D., Reesman A. L. Dissolved products of artifically pulverized silicate minerals and rocks. P. 1, J. Sediment. Petrol., v. 33, N 1, 1963.

Kempe D. R. C. Some topaz-, sillimanite- and kyanite-bearing rocks from Tansania. Miner. Mag., v. 36, N 280 (december), 1967.

Kossowskaya A. G. Genetic association of sedimentary zeolites in the Soviet Union. III Inter. Conf. Molecular Sieves, 1973.

Krauskopf K. B. A Tabe of Ten Plutons. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 79. 1968.

Lacroix A. Les gisements de phlogopite de Madagascar et les pyroxénites qui les renferment. Ann. Géol. Serv. Mines, fasc. XI, Tananarive, 1941.

Landergren S. On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks. A study of iron ore formation. Sver. Geol. Unders., Ser. „C", N 496, 1948.

Landergren S. Om apatitjärnmalmernas bildinngsbetingelser. Geol. Fören. Forhandl., 71, N 2, 1949.

Landergren S. Preliminary note on the isotopic composition of carbon in some Swedish rocks. Geol. Fören i Stockholin Forhandl., 79, 1957.

Lucas I. La transformation des mineraux argileux dans la sedimentation. Etudes sur les argiles du Trias. Mem. Serv. Carte Geol. Als., 23, 1962.

Marshall B. The present status of zircon. Sedimentology, 9, N 2, 1967.

Maurice O. D. Transport and deposition of the non-sulphide vein minerals. V. Zirconium minerals. Econ. Geol., 44, 1949.

Mawson D. The Late Precambrian ice age and glacial record of the Bibliando Dome. Journ. Proc. Royal Soc. of New South Wales, v. 82, pt. 11, 1949.

Miyashiro A., Haramura H. Sedimentation and regional metamorphism in the Paleozoic geosynclinal pile of Japan. In: „Proceedings of the Symposium on Tectonic", Bull. Indian Geophys. Union, N 3, 1966.

Miyashiro A. Metamorphism and related magmatism in plate tectonic. Amer. Journ. Sci., 272, 1972.

Moore J. G., Peck D. L. Accretionary lapilli in volcanic rocks of the Western Continental United States. Journ. Geol., v. 70, N 2, 1962.

Nagy B., Nagy L. Early Precambrian Onverwacht microstructures: possible the oldest fossils on Earth. Nature, 223, 1969.

Noizet G. Sur l'origine et la classification das pyroxénites androyennes du sud de Madagascar. Compt. rend. semain. géolog., Tananarive, 1970.

Oberlies F., Prashnowsky A. A. Biogeochemische und elektronenmikroskopishe Untersuchung präkambrischer Gesteine. Naturwissenschaften, v. 55, 1968.

Papezik V. S. Late Precambrian ignimbrites in Eastern Newfoundland and their tectonic significance. IGC, XXIV Ses., Sect. 1, Montreal, 1972.

Peters W. C. Geological characteristics of fluorspar deposits in the Western United States. Econ. Geol., v. 5, N 6, 1958.

Pettijohn F. J. Archean sedimentation. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 54, 1943.

Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. Harper and Brothers, N. Y., 1957.

Pettijohn F. J. Dimensional fabric and ice flow Precambrian (Huronian) glaciation. Science, v. 135, N 3502, 1962.

Prasada G. H. and oth. Stratigraphic relations of Precambrian Iron formations and associated sedimentary sequences in parts of Keonjhar, Cuttack, Dhenkanal and Sundargarh districts, Orissa, India. IGC, XXII Ses., P. X, Sec. 10, Archean and Precambrian geology, New Dehly, 1964.

Prashnowsky D., Schidlowski M. Investigation of Precambrian thucholite. Nature, v. 216, 1967.

Rankama K. The isotopic composition of carbon in ancient rocks as an indicator of the biogenic origin. Geoch. et Cosmoch. Acta, N 5, 1954.

Rankin D. W., Stern T. W., Reed J. C. Zircon ages of felsic volcanic rocks in the Upper Precambrian of the Blue Ridge, Appalachian Mountains. Science, v. 166, 1969.

Saxena S. K. Evolution of zircons in sedimentary and metamorphic rocks. Sedimentology, N 6, 1966.

Schermerhorn L. J. G., Stanton W. Tilloids in the West Congo geosyncline. Quart. Journ. Geol. Soc. London, v. 119, N 474, pt. 2, 1963.

Schermerhorn L. J. G. Terminology of mixed coarse—fine sediments. Journ. Sediment. Petrol., N 9, 1966.

Schmalz R. F. Deep-water evaporite deposition: a genetic model. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, N 4, 1969.

Schopf Y. W., Barghorn E. S. Alga-like fossils from the Early Precambrian of South Africa. Science, 156, 1967.

Schreyer W., Ohnmacht W., Mannchen J. Carbonate-orthopyroxenites (sagvandites) from Troms, northern Norway. Lithos, v. 5, N 4, Oslo, 1972.

Schwarzbach M. Die „Tillite" von Menorca und das Problem devonischer Vereinungen. Sonderveröff. Geol. Inst., v. 3, Köln, 1958.

Shaw D. B., Weaver C. E. The minerological composition of shales. Journ. Sedim. Petrol., v. 35, N 1, 1965.

Shaw D. M., Reilly G. A., Muysson I. R. An estimate of chemical composition of Canadian Precambrian shield. Canad. J. Earth. Sci., v. 4, 1967.

Shenk P. E. Precambrian glacial environment of the Gowganda Formation of Lake Timagami, Ontario, Canada. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, N 87, 1966.

Sidorenko A. W.., Tenjakow W. A. Einheitliches Historisch geologisches Prinzip der Untersuchung des Präkambriums und Phanerozoikums. Zeitschrift für Angewandte geologie, Bd. 19, H. 4, 1973.

Simonen A., Kouvo O. Archean varved schists north of Tampere in Finland. C. R. Soc. Geol. Finland, N 24, 1951.

Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennides Early Archean supracrustal rocks in southwestern Finland. Bull. Comm. Geol. Finland., v. 160, 1953.

Smith D. Stability of the assemblage iron—rich orthopyroxene—olivine-quartz. Amer. Journ. Sci., v. 271, N 4. 1971.

Starke R. Bestimmung der mineralischen Zusammensetzung des Tonschiefers TB durch quantitative Phasenanalyse. Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss., B. 14, H. 1, 1959.

Taubeneck W. H. Zircons in the metamorphic aureole of the Bald Mountain batholith, Elkhorn Mountains, northeastern Oregon. Bull. Geol. Soc. Amer., 68, 1957.

Taylor H. P., Epstein S. Relationship between O^{18}/O^{16} ratios in co—existing minerals of igneous and metamorphic rocks. Part 1, Principles and experimental results. Part 2. Aplication to petrology problems. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, N 4, 6, 1962.

Taylor H. P. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. Contr. Mineral. petrol., v. 19, p. 1, 1968.

The Phanerozoic Time scale. A symposium dedicated to professor Arthur Holms, v. 1208. A supplement to the Quart. Journ. Geol. Soc., Dec., London, 1964.

Tilles D. Natural variations in isotopic abundances of silicon. Journ. Geophys. Res., v. 66, N 9, 1961.

Triplehorn D. M. Occurence of pure, wellcrystallized IM illite in Cambro Ordovician sandstone from Rhourde-el-Baguel field, Algeria. Journ. Sed. Petrol., v. 37, N 3, 1967.

Trueman A. The value of certain criteria for the determination of the origin of foliated crystalline rocks. Journ. Geol., v. 20, N 3—4, 1912.

Twenhofel W. H. Treatise on sedimentation. Baltimore, 1932.

Urey N. C. The planets. Yale University Press, Cambridge, Mass, 1952.

Visser J. N. J. The deposition of the Griquatown glacial member in the Transvaal supergroup. Trans. Geol. Soc. S. Afr., v. 74, pt. III, 1971.

Weaver C. E. Potassium content of illite. Science, v. 147, N 3658, 1965.

Wickman F. E. The cycle of carbon and the stable carbon isotopes. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1956.

Williams G. E. Paleogeography of the Torridonian Applecross group. Nature (Engl.), v. 209, N 5030, 1966.

Wilson A. F. Granulite terrains and their tectonic setting and relationship to associated metamorphic rocks in Australia. Spec. Publ. Geol. Soc. Aust., 2, 1969.

Windley B. F., Bringwater D. The evolution of archean low- and high-grade terrains. Spec. Publ. Geol. Soc. Aust., 3, 1971.

Wyllie P. J.. Tuttle O. F. Melting in the earth's crust. IGC XXI, Ses., pt. 18, Copenhagen, 1960a.

Wyllie P. J., Tuttle O. F. Experimental verification for the magmatic origin of carbonatites. IGC XXI, Ses., pt. 13, Copenhagen, 1960b.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

АБДУЛИН А. А. 283

БЕЛЕВЦЕВ Я. Н. 92
БЕЛЬКОВ И. В. 203
БЕЛЬКОВА Л. Н. 281
БИЛИБИНА Т. В. 34
БОГДАНОВА С. В. 239
БОНДАРЕНКО Л. П. 219
БОРЩЕВСКИЙ Ю. А. 78

ВИШНЯКОВ В. Н. 271
ВОЙТОВИЧ В. С. 222

ГАЛДОБИНА Л. П. 115
ГЕРШОЙГ Ю. Г. 251
ГИММЕЛЬФАРБ Г. Б. 167
ГОЛОВЕНОК В. К. 157
ГОРОШНИКОВ Б. И. 248
ГОРОЩЕНКО Г. Л. 182, 212

ДАГЕЛАЙСКИЙ В. Б. 219
ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С. 24
ДРИЦ В. А. 105

ЕРМОЛАЕВ Б. А. 34, 211
ЕФАНОВА В. А. 232

ЗЕЛЕНЩИКОВА К. Х. 232

ИВЛИЕВ А. И. 216

КАЗАНСКИЙ Ю. П. 134
КАНЫГИН Л. И. 256
КАПЛУН В. Я. 251
КАСЫМОВ М. А. 283
КЕЛЛЕР Б. М. 43
КОНИКОВ А. З. 265
КОНОНОВ Н. Д. 231
КОРЯКИН А. С. 129
КОССОВСКАЯ А. Г. 105
КРАТЦ К. О. 20
КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф. 209
КУДРЯВЦЕВ В. А. 137
КУЛИШ Е. А. 263

ЛАПИНСКАЯ Т. А. 239
ЛЕБЕДЕВ В. И. 180
ЛЕВКОВСКАЯ Н. Ю. 185
ЛЕОНТЬЕВ Г. И. 199
ЛУНЕВА О. И. 57

ЛЬВОВА Н. А. 271
ЛЮБЦОВ В. В. 225

МАКСУМОВА Р. А. 296
МАРАКУШЕВ А. А. 98
МИЛОВСКИЙ А. В. 123

НЕГРУЦА В. З. 152
НЕГРУЦА Т. Ф. 152
НЕМОВА Т. В. 212

ОЖОГИН В. А. 194

ПЕТРОВ Б. М. 231
ПОЛОВКО Н. И. 185
ПОЛУНОВСКИЙ Р. М. 256
ПОПОВ Ю. Г. 275

РАЙКОНЕН О. А. 283
РОЗЕН О. М. 60
РУСИН А. И. 283
РУХИНА Е. В. 150

САЛАТКИН В. Н. 137
СВИРИДЕНКО В. Т. 34
СЕМЕНЕНКО Н. П. 110
СЕРДЮЧЕНКО Д. П. 85
СИДОРЕНКО А. В. 5
СИДОРЕНКО С. А. 189
СИДОРЕНКО Св. А. 71
СИТДИКОВ Б. С. 244
СОКОЛОВ В. А. 115

ТЕНЯКОВ В. А. 47
ТИТОВ В. К. 34
ТРАВИН Л. В. 265
ТУГАРИНОВ А. И. 15

ФЕДКОВА Т. А. 212
ФЕДОРОВ Е. Е. 192
ФИЛАТОВА Л. И. 287

ХЕЙСКАНЕН К. И. 115

ЧУМАКОВ Н. М. 144

ШАЛЕК Е. А. 265
ШУТОВ В. Д. 105
ЩЕРБАК Н. П. 185

ЯПАСКУРТ О. В. 291

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие 3

ЧАСТЬ I

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Осадочная геология докембрия — состояние науки, проблемы и задачи. *А. В. Сидоренко* 5
Геохронология и этапы развития земли. *А. И. Тугаринов* 15
Об униформитарианизме и основном принципе в геологии. *К. О. Кратц* . 20
Вулканизм и литогенез докембрия. *Г. С. Дзоценидзе* 24
Осадочные образования в геологических формациях докембрия щитов и массивов. *Т. В. Билибина, Б. А. Ермолаев, В. Т. Свириденко, В. К. Титов* . . 34
Сравнение скоростей осадконакопления рифея и фанерозоя в свете данных абсолютной геохронологии. *Б. М. Келлер* 43
О некоторых дискуссионных проблемах экзогенно-метаморфогенной геологии докембрия. *В. А. Теняков* 47
Принципы и методы палеогеографических реконструкций докембрия. *О. И. Лунева* 57
Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия. *О. М. Розен* 60
Органическое вещество и докембрийский экзогенез. *Св. А. Сидоренко* . . 74
Изотопные методы и проблемы осадочно-метаморфической геологии докембрия. *Ю. А. Борщевский* 78
Докембрийские карбонатно-фосфатно-сульфатно-галогенные отложения как источник летучих, серы и щелочей для образования гидротермальных и метасоматических месторождений. *Д. П. Сердюченко* 85
Мобилизация рудных элементов из осадочных и метаморфических пород при метаморфизме и гранитизации. *Я. Н. Белевцев* 92
Петрохимия метаморфических пород в связи с проблемой выделения формаций по составу исходных отложений. *А. А. Маракушев* 98
Кристаллохимические особенности слоистых силикатов как индикаторы перехода осадочных пород в метаморфические. *А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, В. А. Дриц* 105
Типы осадочных и осадочно-вулканогенных формаций структурных ярусов докембрия Украины. *Н. П. Семененко* 110
Эволюция литогенеза в протерозое Карелии. *В. А. Соколов, Л. П. Галдобина, К. И. Хейсканен* 115
О первых осадочных образованиях и направленности геохимических процессов в геологической истории. *А. В. Миловский* 123

ЧАСТЬ II

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Докембрийские коры выветривания. *А. С. Корякин* 129
Сопоставление основных особенностей выветривания и осадконакопления в рифее и дорифее. *Ю. П. Казанский* 134
Конгломераты среднего и верхнего докембрия западной части Алданского щита. *В. А. Кудрявцев, В. Н. Салаткин* 137
Ледниковые отложения в раннем и позднем протерозое. *Н. М. Чумаков* . 144
Некоторые диагностические признаки ледовых отложений и тиллитов. *Е. В. Рухина* 150
Генезис сариолийских конгломератов и вмещающих толщ в связи с проблемой тиллитов раннего докембрия. *Т. Ф. Негруца, В. З. Негруца* 152
Петрохимические типы глинистых отложений докембрия. *В. К. Головенок* 157

Стр.

Карбонатное осадконакопление в докембрии на примере Алданского и Балтийского щитов. *Г. Б. Гиммельфарб* 167
Новые методы изучения отложений докембрия. *В. И. Лебедев* 180
Минералогические признаки осадочного генезиса метаморфических пород. *Г. Л. Горощенко* 182
Кластогенные цирконы и монациты метаморфических пород Украины как критерий их возраста и генезиса. *Н. П. Щербак, Н. Ю. Левковская, Н. И. Половко* 185
Изучение седиментационных макроструктур и текстур гранулитовой формации с помощью аэрометодов. *С. А. Сидоренко* 189
Дешифрирование разномасштабных аэрофотоматериалов как метод расшифровки структур метаморфических толщ. *Е. Е. Федоров* 192
Аэрофотометоды в исследовании первичной природы метаморфических и ультраметаморфических комплексов амфиболитовой фации. *В. А. Ожогин* . . 194
Корреляция и расчленение ритмично-слоистых метаморфизованных отложений докембрия. *Г. И. Леонтьев* 199
Факторы и особенности литогенеза в раннем докембрии. *И. В. Бельков* . . 203
Основы понимания палеогеографии, роли живого вещества и некоторые вопросы терминологии. *Г. Ф. Крашенинников* 209
О соотношении палеогеографических и палеогеологических реконструкций в изучении докембрия. *Б. А. Ермолаев* 211
Вопросы восстановления первичного состава терригенных и терригенно-хемогенных пород высокой степени метаморфизма. *Т. В. Немова, Г. Л. Горощенко, Т. А. Федкова* 212
Условия формирования седиментогенных кремнисто-карбонатных образований в раннем докембрии Кольского полуострова. *А. И. Ивлиев* 216
Седиментогенные эулизиты и чарнокиты гранулитового комплекса центральной части Кольского полуострова. *Л. П. Бондаренко, В. Б. Дагелайский* . . 219
Минералогические особенности кварцевых конгломератов докембрия Карелии. *В. С. Войтович* 222
Основные этапы седиментации кильдинской серии верхнего рифея северо-запада Кольского полуострова. *В. В. Любцов* 225
Возрастное положение и типы метаконгломератов Воронежского кристаллического массива. *Н. Д. Кононов, Б. М. Петров* 231
Условия седиментогенеза метаморфической толщи протерозоя юго-восточной части Воронежского кристаллического массива. *К. Х. Зеленщикова, В. А. Ефанова* 232
Формация графитоносных высокоглиноземистых гнейсов восточной части Русской платформы. *Т. А. Лапинская, С. В. Богданова* 239
Литостратиграфические комплексы кристаллического фундамента Русской плиты в пределах Татарского свода. *Б. С. Ситдиков* 244
Литологические закономерности распределения алюминия и титана глиноземистых отложений докембрия Украины. *Б. И. Горошников* 248
Эпохи гипергенеза и древние коры выветривания докембрия Криворожского бассейна. *Ю. Г. Гершойг, В. Я. Каплун* 251
Первичная природа и условия накопления осадочно-метаморфической толщи Приазовья. *Р. М. Полуновский, Л. И. Каныгин* 256
Геотектонические условия накопления исходных осадков нижнеархейского алданского комплекса. *Е. А. Кулиш* 263
Литология и формационные особенности архейских образований юга Восточной Сибири. *А. З. Коников, Л. В. Травин, Е. А. Шалек* 265
Литолого-генетические особенности слюдянской толщи юго-западного Прибайкалья. *Н. А. Львова, В. Н. Вишняков* 271
Первичный состав и особенности осадконакопления метаморфизованных глинистых пород пурпольской свиты докембрия в Восточной Сибири. *Ю. Г. Попов* 275
Первичная природа докембрийских толщ Средней Азии. *Л. Н. Белькова* . 281
Литология докембрия Мугоджар. *А. А. Абдулин, М. А. Касымов, О. А. Рийконен, А. И. Русин* 283
Формационная оценка и особенности литологии метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ протерозоя Центрального Казахстана. *Л. И. Филатова* 287
Раннеметаморфические преобразования песчаников в геосинклинальных отложениях протерозоя восточного крыла Майтюбинского антиклинория Улутау. *О. В. Япаскурт* 291
Формационная характеристика, особенности осадконакопления и источники фосфора в верхнем докембрии — нижнем кембрии Малого Каратау. *Р. А. Максумова* 296
Список литературы 303
Авторский указатель 325

ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Вып. 4, книга 1

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева* Технические редакторы *В. В. Соколова, Н. В. Жидкова*

Переплет художника *М. И. Гозенпут* Корректор *Г. Г. Большова*

Художественный редактор *В. В. Евдокимов*

Сдано в набор 14/IV 1975 г. Подписано в печать 31/VII 1975 г. Т-12886.
Формат 70×108 1/16. Бумага № 1. Печ. л. 20,5. Усл. п. л. 28,7. Уч.-изд. л. 30,85.
Тираж 1500 экз. Заказ № 311/11965—1. Цена 3 р. 46 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

1476

