ДОКЕМБРИЙ
И ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СЕКЦИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

SECTION OF THE SCIENCES OF THE EARTH

МЕЖДУНАРОДНАЯ ПРОГРАММА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

ПРОЕКТ 91
«МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ»

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CORRELATION PROGRAMME

THE PROJECT 91
«METALLOGENY OF THE PRECAMBRIAN»

PRECAMBRIAN AND PROBLEMS OF EARTH CRUST FORMATION

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
MOSCOW 1978

ДОКЕМБРИЙ И ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1978

УДК 551.3.051 : 551,72 : 551.14

Авторский коллектив:
А. В. СИДОРЕНКО, В. А. ТЕНЯКОВ, Св. А. СИДОРЕНКО, Н. А. СОЗИНОВ,
О. М. РОЗЕН, Ю. А. БОРЩЕВСКИЙ, И. Г. ГАНЕЕВ,
Г. Б. ГИММЕЛЬФАРБ, О. В. ГОРБАЧЕВ, А. С. КОРЯКИН,
С. А. СИДОРЕНКО, Л. Б. БЕЛОНОЖКО, С. Л. БОРИСОВА,
О. А. ЛУКАНИН, Р. П. КОТИНА, В. П. АНДРЕЕВ,
Е. К. МАЛИНОВСКАЯ, Е. В. ХОЛОДОВА

Докембрий и проблемы формирования земной коры. М., «Наука», 1978.

Монография посвящена проблемам формирования земной коры в начальные этапы ее геологической эволюции. Приводится обширный материал, накопленный при литологическом изучении осадочно-метаморфических комплексов докембрия. Охарактеризованы главнейшие факторы формирования амфиболитов, карбонатных и углеродистых отложений, а также метаморфизованных кор выветривания. На конкретных примерах изучения амфиболитов, гранулитов и карбонатных пород освещаются методы исследования докембрийских глубокометаморфизованных комплексов — изотопные, экспериментальные, петрохимические и аэрогеологические.
Табл. 40. Ил. 68. Библ. 405 назв.

Precambrian and problems of earth crust formation. M., «Nauka», 1978.

The monograph deals with problems concerning the earth crust formation at the initial stages of its geologic evolution. Lithological study of the Precambrian sedimentary and metamorphic complexes resulted in the substantial bulk of information which is presented here in the book. Main factors of formation of amphibolite, carbonate and carbonaceous rocks as well as metamorphozed crusts of weathering are discussed.
Some sections cover methods of investigation of the Precambrian highly metamorphozed complexes: isotope, experimental, petrochemical and aerogeologic, exemplified by amphibolite, granulate and carbonate.
Tobl. 40. Ill. 68. Ref. 405 name.

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
П. П. ТИМОФЕЕВ

Д $\frac{20802-444}{055(02)-78}$ БЗ-43-31-78

© Издательство «Наука», 1978 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблемам формирования земной коры в докембрии посвящены многочисленные исследования в разных областях наук о Земле: геохимии, геофизике, тектонике, металлогении, стратиграфии, геохронологии и др. Данная монография рассматривает некоторые проблемы формирования древнейших первично осадочных отложений, слагающих сиалическую земную кору. Это направление в последние годы получило наименование «литологии и осадочной геологии докембрия».

Проблемы литологии и осадочной геологии докембрия входят в число ведущих проблем современной геологии, поскольку докембрийские комплексы континентов занимают обширные площади, а время их формирования охватывает преобладающий отрезок геологической истории Земли.

Первично осадочные отложения докембрия слагают подавляющую часть кристаллического основания древних щитов, а следовательно, и континентального сегмента земной коры, и являются источником и вместилищем огромного количества руд, потребляемых человечеством.

Исследования в области литологии и осадочной геологии докембрия интенсивно развивались, и их значение для познания условий формирования земной коры, а также закономерностей образования наиболее ценных (рудных) полезных ископаемых резко возросло. Создание научных основ прогнозирования в докембрийских регионах стало насущной необходимостью. Для реализации этой задачи требуется особый комплекс исследований, которые должны быть сосредоточены по крайней мере в трех направлениях. Они предполагают разработку: 1) основ общей теории литогенеза и метаморфизма докембрийских отложений, 2) теории осадочного и осадочно-метаморфогенного рудообразования в докембрии и 3) усовершенствованных методов исследования докембрийских отложений. Ранее этим направлениям был посвящен ряд всесоюзных, региональных и международных совещаний, рассмотревших вопросы литологии, металлогении и осадочной геологии докембрия (1963 г. — Петрозаводск; 1964 г. — Апатиты; 1965 г. — Киев; 1972 г. — Хабаровск; 1973 г. — Москва; 1975 г. — Москва; 1975 г. — Ленинград; 1977 г. — Апатиты). Результаты работ отражены в ряде тематических сборников и монографий: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1 (1966); вып. 2 (1967); вып. 3 (1971); вып. 4, 1—2 книги (1975) и других, а также в монографиях и журнальных

статьях. Важность значения изучения докембрийских комплексов выразилась в принятии международного проекта «Металлогения докембрия», являющегося частью Международной программы геологической корреляции (МПГК).

В последние годы в области изучения литологии и осадочной геологии докембрия получены существенные результаты. Новые данные указывают на единство геологических процессов в течение всей обозримой истории Земли и вместе с тем создают предпосылки для изучения эволюции седиментогенеза, метаморфизма, рудообразования и т. д. начиная с древнейших этапов формирования земной коры.

Эта монография суммирует материалы, полученные и обобщенные в последние годы. Она является частью работ по разработке теории литогенеза в докембрии, а также методов исследования глубокометаморфизованных комплексов.

Работа построена следующим образом: первая ее часть посвящена общим проблемам формирования земной коры с точки зрения литологии и осадочной геологии докембрия. Здесь же освещается роль органического вещества в геологической истории Земли; рассматриваются вопросы «газового дыхания» земной коры и освобождение воды при метаморфизме.

Вторая часть посвящена конкретному изучению широко распространенных типов пород, слагающих и формирующих сиалическую земную кору — амфиболитов, карбонатных и углеродистых образований. Рассматриваются вопросы литологии, геохимии, вещественного состава и условий докембрийской седиментации, а также характер процессов докембрийского выветривания.

В завершающей части работы освещаются вопросы петрохимии метаморфических пород, выявления их первичной природы, а также возможности применения изотопных и аэрогеологических методов исследования и экспериментального моделирования процессов метаморфизма осадочных пород.

Исследования проводились по общей программе, под научным руководством академика А. В. Сидоренко. В составлении монографии принимали участие: А. В. Сидоренко (часть первая, главы I, II; часть вторая, главы I, III, IV; часть третья, главы II—IV), В. А. Теняков (часть первая, главы I, II; часть вторая, главы I, II), Св. А. Сидоренко (часть первая, глава I; часть вторая, глава III), О. М. Розен (часть первая, глава II; часть вторая, глава I; часть третья, глава I), О. В. Горбачев (часть вторая, глава I), Г. Б. Гиммельфарб и Л. Б. Белоножко (часть вторая, глава II), Н. А. Созинов (часть вторая, главы I, III), А. С. Корякин (часть вторая, глава IV), Ю. А. Борщевский и С. Л. Борисова (часть третья, глава II), И. Г. Ганеев, Р. П. Котина, О. А. Луканин, Е. К. Малиновская, Е. В. Холодова (часть третья, глава III), С. А. Сидоренко и В. П. Андреев (часть третья, глава IV).

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глава I

АКТУАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ ПОЗНАНИЯ СЕДИМЕНТОГЕННО-МЕТАМОРФОГЕННОГО И БИОГЕННОГО ПРОЦЕССОВ В ДОКЕМБРИИ

В последние десятилетия, как никогда ранее, возрос интерес исследователей к проблемам докембрия и прежде всего к докембрийским первично экзогенным образованиям. Изучение процессов докембрийского породо- и рудообразования выдвинулось в число основных направлений исследований. В целом проблемы геологии докембрия заняли ведущее место среди проблем современной геологической науки. Такая переоценка их значения в существенной мере связана с тем, что, как было недавно особо подчеркнуто (Сидоренко, 1976), докембрийский этап развития земной коры — это не столько «ранний» отрезок жизни земной коры, сколько основная, преобладающая и по времени и по объему породообразования ее часть.

Преобладающая роль в сложении докембрийских щитов первично седиментогенных пород была показана нами ранее (Сидоренко, 1963). Была установлена и широкая распространенность в них биогенного органического вещества (А. Сидоренко, Св. Сидоренко, 1971). Высказывается мысль о том, что установление столь тесного и так далеко уходящего в глубь геологической истории «парагенезиса» косной и живой материи может, вероятно, привести к рождению нового — биологического — направления в понимании геологических процессов, которое способно оформиться в новую ветвь геологии — биогеологию — науку, изучающую роль организмов в формировании земной коры (А. Сидоренко, Св. Сидоренко, 1971).

Действительно, анализируя развитие представлений о природе и происхождении докембрийских пород, нельзя не заметить, что наиболее постоянной и принципиальной тенденцией на этом

пути было обнаружение первично осадочных образований и проявлений жизни во все более глубоких и древних «слоях» геологической истории нашей планеты (Теняков, 1975). В настоящее время, судя по находкам микроорганизмов в осадочных породах серии Онвервахт системы Свазиленд в юго-восточной Африке, нижний «рубеж жизни» опустился до абсолютного возраста 3,4 млрд. лет и вплотную приблизился к возрасту древнейших осадочных пород — метакварцитов района Ишуа (Западная Гренландия) 3,76 млрд. лет, т. е. к возрасту самых древних горных пород земной коры — всевозможных гнейсов и гранитов.

Этот чрезвычайно важный факт, а также хорошо известные данные о быстрой оборачиваемости воды и основных газов атмосферы через живое вещество (Виноградов, 1959; Добродеев, 1974), позволили нам сделать заключение о том, что вероятнее всего «...четверная система (земное вещество, выходящее на дневную поверхность, гидросфера, атмосфера, живое и органическое вещество) создалась и функционировала как взаимосвязанная система уже по меньшей мере с рубежа 3,5 млрд. лет и имела по массе и составу примерно одинаковый характер на всем протяжении обозримой сегодня геологической истории нашей планеты» (Св. Сидоренко, 1975, с. 77). В самое последнее время этот вывод получил и весьма серьезное подтверждение на изотопном уровне (Schidlowski e. a., 1975; Сидоренко и Борщевский, 1976): было установлено устойчивое постоянство среднего изотопного состава карбонатного ($\delta C^{13}_{ср} = 0{,}0‰$) и органического ($\delta C^{13}_{ср} = -27{,}0‰$) углерода на всем протяжении геологического времени. Это с несомненностью свидетельствует, во-первых, о том, что биологический цикл углерода существует уже со времени раннего докембрия, т. е. не менее чем с рубежа 3,5 млрд. лет; во-вторых, о достаточно близком к современному стационарно-равновесном в изотопном и геохимическом отношениях состоянии докембрийской системы «атмосфера — гидросфера — стратисфера — биосфера» и, в-третьих, о существовании самого экзогенно-метаморфогенного инверсионного механизма миграции вещества в наружных оболочках Земли. Таким образом, можно сделать вывод о том, что уже с самых ранних этапов геологической истории Земли имели место и активно протекали процессы выветривания и осадкообразования и уже была достаточно развита древнейшая жизнь.

Хотя в полной мере научное и философское значение этого факта до конца еще не осознано, но уже сейчас очевидно, что это может самым существенным образом повлиять на наши геологические представления, на дальнейшее развитие теории происхождения жизни на Земле, на понимание закономерностей формирования и эволюции земной коры и процессы образования месторождений полезных ископаемых.

Дальнейшие исследования в этой области позволили вскрыть еще более глубокие связи в совместной эволюции живой и не-

живой материи на нашей планете и увидеть действительное биогеологическое единство биологического и геологического «начал» в геологическом развитии земной коры.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО И ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ «ЖИВЫХ СИСТЕМ» В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ДОКЕМБРИЯ

Хотя отдельные наблюдения и высказывания о влиянии живого и органического вещества на геологические процессы, особенно на процессы, протекающие в поверхностной зоне земной коры, появились давно, только В. И. Вернадский впервые обобщил, развил и поднял эти идеи до мировоззренческого и даже философского уровня. Именно он обратил внимание на жизнь как на своего рода «геологическое явление» и, значительно опережая свое время, увидел во многих древнейших измененных экзогенных образованиях и даже в таких породах, как граниты, «былые биосферы». Сегодня эти представления все более овладевают умами подавляющего большинства исследователей, становясь общим достижением геологической и естествоиспытательской мысли.

Проведенный недавно (Св. Сидоренко, 1976) детальный анализ позволил впервые выделить следующие главные «эпохи»[1] или, точнее, «возрастные уровни» накопления высокоуглеродистых формаций в докембрии (рис 1).

Наиболее древней «эпохой» формирования крупных накоплений остаточного углерода в осадочно-метаморфических породах докембрия можно считать эпоху с абсолютным возрастом 3,7—3,5 млрд. лет (см. рис. 1). На территории нашей страны это — углеродсодержащие породы тундровой и кольской серий Кольского полуострова, приазовской серии Украинского кристаллического щита, архейские гнейсы фундамента Сибирской платформы; в пределах Северо-Американского континента — гнейсы Миннесоты; в Западной Гренландии — графитовые кварциты серии Амитоок района Ишуа; в Южной Африке — широко известные углеродистые образования серий Фиг-Три, Тугела, Мфонгози, Крайпан, Себаквайская система Додома; в Индии — так называемая Древняя метаморфическая серия; в Южной Америке — Гвианская «система»; на территории Австралии — древнейшие гнейсы Калгурли.

Следующей является эпоха с возрастными границами 2,8—2,6 млрд. лет. В СССР — это каменнодольская и аналогичные ей свиты на Урале, нельдинская свита макбальской серии Тянь-Шаня, конжинская и терсинская свиты Кузнецкого Алатау и

[1] Эти «эпохи» выделены вне связи с широкоизвестными эпохами регионального метаморфизма и тектоно-магматической активизации, а только на основании возрастного положения самих углеродсодержащих пород.

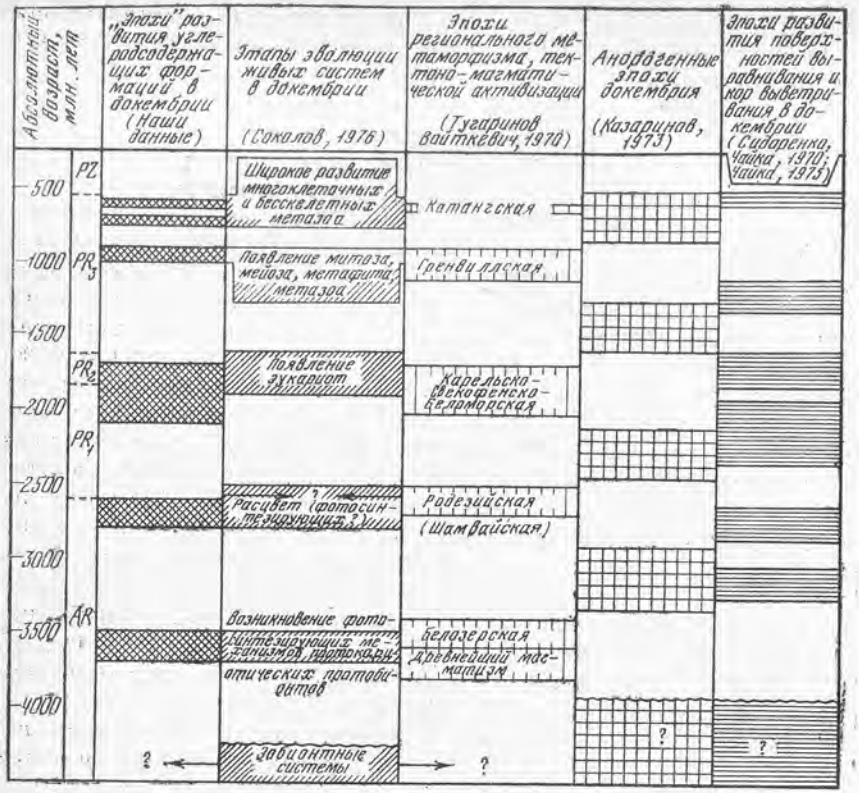


Рис. 1. Основные эпохи развития углеродсодержащих формаций в геологической истории докембрия

Горной Шории; мугурская свита Восточной Тувы, святоносская свита Байкальской горной области, ружинская свита иманской серии Приморья, хапчанская серия Анабарского щита, олекминская серия Алданского щита, карская серия Горного Таймыра. За рубежом к этой эпохе относятся: формация Соудан в Миннесоте (США), серии Гренвилл и Стип-Рок Канадского щита, графитовая «система» Мадагаскара, формация Гондван Свазиленда, тухолитовые проявления в конгломератах Витватерсранда, серия Булугве в Уганде, «группа» Нова-Лима Бразильского щита, тухолитовая минерализация в конгломератах Жакобины.

Крупной глобальной эпохой следует считать интервал 2,1—1,7 млрд. лет. К нему относятся заонежская свита щунгитовых сланцев Карелии, серии Кейв, Печенга и Имандра—Варзуга на Кольском полуострове, фрунзенская и переверзевская серии Украинского кристаллического щита, оскольская серия Воро-

нежского массива; тейская и сухопитская серии Енисейского кряжа, удоканская серия Олекмо-Витимской горной страны, харитоновская свита Горного Таймыра. За рубежом к этой эпохе относятся верхние слои ботнийского и карельского комплексов Финляндии, Швеции и Норвегии; серия Пувунгнитук пояса Кейп-Смит и серия Каниаписко трога Лабрадор Канадского щита, свита Бивабик серии Анимики Канадского щита, свита Науят пояса Гренвилл Канадского щита, Кетилдийский комплекс Гренландии; серия Меридейл «системы» Кейс Южной Африки, бирримий и суггарий Западной Африки и Сахары, кондалито-гранулитовый комплекс Восточных Гат Индии, «система» Аравалли в Австралии, углеродистые сланцы Суринама и серия Амана в Южной Америке.

Далее отчетливо выделяются эпохи в 1000—900 млн. лет, 750—700 млн. лет и, наконец, эпоха, охватывающая, по существу, переход между докембрием и кембрием — 600—650 млн. лет.

Следует особо подчеркнуть, что все вышеупомянутые образования — наиболее известные и мощные проявления углеродсодержащих пород, широко развитые по площади и характеризующиеся мощностями в сотни и первые тысячи метров. В литологическом отношении (это специально следует отметить) углеродсодержащие породы всегда представляют собой первично осадочные, первично терригенные (различные сланцы, кварциты), первично карбонатные или смешанные образования (мраморы, параамфиболиты и др.). Содержание в них $C_{элем}$ варьирует от первых процентов до первых десятков процентов, составляя в среднем около 5%. Нередко такие образования являются месторождениями графитов.

Вместе с тем, как обычно случается, даже относительное решение одного вопроса или проблемы с неизбежностью подводит нас к необходимости преодоления другой и, как правило, не менее трудной проблемы. Естественно, возникает вопрос: что же определяет и регулирует эту периодичность в накоплении остаточного углерода в древнейших осадках? Являются ли первопричиной такой периодичности своего рода имманентные (т. е. внутренне присущие) особенности самой эволюции во времени «живых систем»? Или какое-то особое влияние оказывают изменяющиеся внешние геологические условия их жизнеобитания?

Прежде всего, подобные размышления заставляют обратиться к эволюционным причинам изменения биопродуктивности (или «продуктивности отмирания») живых «систем» и попытаться увидеть теоретически весьма возможную связь между этими двумя явлениями.

Как известно, Б. С. Соколов (1976) выделил следующие основные этапы и рубежи этой эволюции в течение докембрия (см. рис. 1, снизу вверх):

1) «эобионтный этап» появления простейших гетеротрофных «систем», уже способных к актам самовоспроизведения; возраст

возникновения не известен, верхний рубеж — около 4,25 млрд. лет;

2) возникновение фотосинтезирующих механизмов у прокариотических протобионтов, начало накопления (сначала в гидросфере) свободного кислорода; абсолютный возраст — 3,7—3,5 млрд. лет;

3) возникновение древнейших эукариот — 1,9—1,6 млрд. лет;

4) появление достоверных эукариот; возникновение «агрегатности» и (или) колониальности — 1,6—1,3 млрд. лет;

5) возникновение митоза и мейоза, первых метафита, пелагических и бентосных метазоа — 1,0—0,9 млрд. лет;

6) широкое развитие многоклеточных животных и растительных организмов, бесскелетных метазоа — 0,6—0,5 млрд. лет [1].

При сопоставлении этих рубежей биологической эволюции живых «систем» и «эпох» глобальных проявлений повышенного накопления древнего органического вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия, обнаруживается один из кардинальных моментов, если так можно выразиться, геологического отражения биологических процессов, протекавших на Земле. Иначе говоря, устанавливается совершенно определенная корреляция между эпохами значительного накопления биогенного органического вещества в седиментогенных образованиях докембрия и этапами принципиальных биологических перестроек в живых системах.

Таким образом, все крупные «эпохи» повышенного накопления в осадках органического вещества не просто отвечают, как полагали некоторые исследователи, возрастанию биомассы (хотя, возможно, такой процесс и имел место как своего рода кульминация, расцвет организмов какого-то определенного типа биологического устройства), но главное они являются следствием принципиальных «биологических обновлений».

Так, прежде всего фиксируется полное совпадение возрастных «уровней» возникновения фотосинтезирующих механизмов у прокариотических организмов и первого в геологической истории Земли массового глобального накопления углеродсодержащих осадков — 3,7—3,5 млрд. лет. Четко отражаются в геологических эпохах накопления углеродсодержащих осадков и такие принципиальные этапы биологического развития, как появление эукариот — 1,9—1,7 млрд. лет; возникновение митоза, мейоза, метафита и метазоа — 1,9—0,9 млрд. лет; широкое развитие многоклеточных и бесскелетных метазоа — 0,6—0,5 млрд. лет. Связь этих двух явлений явная и четкая; она не оставляет сомнений в том, что мы сталкиваемся здесь с закономерностью очень высокого порядка.

Любопытно, что один из крупных возрастных «уровней» массового развития углеродсодержащих формаций в докембрии не находит пока сколько-нибудь очевидного биологического объяснения. Это — «эпоха» 2,8—2,6 млрд. лет.

Можно предположить, что если на возрастном «уровне» 3,7—3,5 млрд. лет произошло возникновение фотосинтезирующих организмов, то рубеж 2,8—2,6 млрд. лет вполне мог отвечать эпохе максимального развития фотосинтезирующих какого-то определенного типа. Однако это лишь предположение.

Исключительно важное значение мы придаем совпадению уровней развития самого мощного проявления углеродсодержащих седиментогенных образований в докембрии (2,1—1,7 млрд. лет) и «времени» появления древнейших эукариот (1,9—1,6 млрд. лет). Именно массовое захоронение неокислившегося органического вещества, происходившее в это время, и является, по нашему мнению, прямой причиной появления существенных количеств свободного кислорода в атмосфере, что вполне могло «подготовить», согласно Б. С. Соколову (1976), возникновение первых в истории Земли эукариотических организмов. Но это же объяснение ставит перед биологией и палеонтологией докембрия вопрос о том, какого биологического характера были эти живые организмы, отмиравшие на рубеже 2,1—1,7 млрд. лет? Возможно, это был второй расцвет («взрыв») фотосинтезирующих организмов, но не исключено также, что мы сталкиваемся с неопознанным пока каким-то биологическим этапом их эволюционного развития.

Что касается «неотраженности» в накоплении органического вещества «эобионтного этапа», то мы полагаем, что это связано с тем, что метаморфизованные осадки такого возраста еще просто не обнаружены или, скорее всего, они еще не вскрыты эрозией и находятся стратиграфически ниже древнейших комплексов, установленных в настоящее время.

Продолжим теперь сопоставление этих двух тесно связанных между собой явлений с геологическими условиями, в которых они реализовывались.

Здесь, как это хорошо видно из приводимого рис. 1, мы касаемся второй чрезвычайно важной и принципиальной закономерности: оказывается, важнейшие этапы эволюции «живых систем»

[1] Эобионты, протобионты — до-, предбиологические формы организованного органического вещества, уже способного к самовоспроизведению.

Прокариотическая клетка — наипростейшая клетка, состоящая из единственной молекулы; прокариотические организмы — организмы, еще не имеющие обособленного клеточного ядра, но обладающие достаточно развитой системой обмена веществ, способностью к размножению. Ядро такого типа имеют бактерии и синезеленые водоросли.

Эукариотическая клетка — сложнопостроенная клетка с числом хромосом в ядре всегда большим 1. К организмам с подобной структурой клетки относится большинство водорослей, грибов, простейших, высших растений и животных.

Гетеротрофы — высшие организмы, употребляющие в пищу только органические соединения.

Автотрофы — высшие организмы, употребляющие в пищу только неорганические соединения.

и главнейшие «эпохи» развития углеродсодержащих формаций в докембрии в возрастном отношении в свою очередь непосредственно отвечают основным и широкоизвестным глобальным эпохам регионального метаморфизма и тектоно-магматической активизации (Тугаринов, Войткевич, 1970) соответственно снизу вверх — Белозерской (Войткевич, 1970), Родезийской (или Шамвайской), Карельско-Свекофенско-Беломорской, Гренвильской и Катангской. Эту закономерность в еще большей степени подчеркивает то, что выделяющиеся в докембрии по целому комплексу структурно-тектонических, литологических и геохимических признаков анорогенные эпохи (Казаринов, 1973) четко занимают промежуточное положение между этими эпохами — этапами биологической эволюции и продуктивности накопления органических веществ в осадках.

Таким образом, устанавливается совершенно особая и исключительно четкая связь геологических условий древнейшей жизни и этапов ее эволюционного развития и биопродуктивности (или «продуктивности отмирания»), т. е. иначе говоря, устанавливается определенная синхронность в развитии косной и живой материи на нашей планете. Трудно переоценить значение этих данных; очевидно, что их интерпретация будет весьма нелегкой.

В более сложных соотношениях со всеми уже рассмотренными явлениями и событиями, как и следовало ожидать, находятся главные эпохи развития поверхностей выравнивания и кор выветривания в докембрии (Сидоренко, Чайка, 1970; Чайка, 1975). Как хорошо известно из фанерозойской истории, эпохи планации и выветривания развиваются либо во время крупных континентальных перерывов, либо с еще большей вероятностью и активнее — в переходные периоды при определенной эпейрогенической активизации, когда одновременно создаются необходимые условия и для «мягкого» эрозионного выравнивания, и для оживления процессов выветривания в связи с постепенным опусканием базиса грунтовых вод. Именно эти соотношения достаточно хорошо фиксируются, довершая общую картину корреляционного соотношения между рассмотренными биологическими, биогенными и геологическими процессами, протекавшими в докембрии.

Касаясь причинности «механизма» связи основных этапов биологической эволюции живых систем и глобально проявленных «эпох» накопления в докембрии высокоуглеродистых формаций с основными эпохами регионального метаморфизма и тектоно-магматической активизации, следует прежде всего назвать ведущий и определяющий, с нашей точки зрения, «компонент», через который эта связь, по всей вероятности, осуществлялась. Этот «компонент» — углекислота (CO_2).

Как хорошо известно, CO_2 — основной «продукт питания» жизни, главное соединение, претерпевающее в живом веществе деструкционную трансформацию с накоплением в «остатке» уг-

лерода. В связи с этим естественно полагать, что возможные изменения количества этого газа в атмосфере должны отражаться и на динамике роста и развития биомассы, и даже на эволюционных скачкообразных изменениях самого биологического устройства живых систем, биохимических механизмов питания. Прямо это подтверждают и многие широкоизвестные эксперименты по росту и продуктивности растений в искусственных атмосферах с резко увеличенным парциальным давлением CO_2.

Как было уже показано (Сидоренко и др., 1973) и далее будет рассмотрено ниже, содержание CO_2 в атмосфере Земли должно периодически и достаточно резко меняться. Главным «контролёром», регулирующим это явление, служит процесс регионального метаморфизма, или шире — вообще процесс тектоно-магматической активизации, поскольку в результате регионально-метаморфических изменений смешанных глинисто-карбонатных пород происходит декарбонатизация и высвобождение из трансформирующихся пород углекислоты (CO_2).

Вместе с тем в самое последнее время была высказана и диаметрально противоположная точка зрения об источнике CO_2, режиме и геологическом расходовании ее масс в поверхностных условиях. И, хотя в обоих случаях речь идет о несколько разных сторонах участия CO_2 в геологических процессах, тем не менее оба представления соприкасаются в ряде принципиальных точек, имеющих, как мы полагаем, существенное значение в понимании «открытости» или «относительной замкнутости» круговорота CO_2 в экзогенно-метаморфогенном (эндогенном?) цикле процессов.

В недавно опубликованной работе А. Б. Ронов впервые показал для фанерозоя очень плотную корреляцию между изменением во времени массы вулканогенных пород, суммарной массы CO_2 карбонатных пород и массы $C_{орг}$ и сделал вывод о том, что карбонатные породы и остаточное органическое вещество являются двумя производными единого процесса выноса на поверхность глубинной углекислоты (Ронов, 1976). Казалось бы, с этим выводом полностью согласуется и установленное нами повышение биоактивности (а следовательно, и биопродуктивности) в эпохи метаморфической и тектоно-магматической активизации в докембрии.

И все же делать такой вывод было бы несколько преждевременно. Не случайно А. Б. Ронов в послесловии к своей работе пишет (с. 1275): «Однако нельзя сбрасывать со счетов факт „углекислого дыхания земной коры", доказанный для докембрия исследованиями А. В. Сидоренко и сотрудников». И далее сам подтверждает, что «...подвижность углекислоты в процессах регионального метаморфизма отчетливо просвечивает также при сопоставлении составов пород, представляющих разные этапы метаморфизма на древних щитах... Она улавливается и по резким изменениям изотопного состава углерода докембрийских

карбонатов, синхронных с крупнейшими этапами метаморфической активности в докембрии» (Там же).

Но мы полагаем, что вопрос этот гораздо сложнее и, вероятнее всего, оба эти источника CO_2, т. е. и ювенильный мантийный и связанный с метаморфизующимися смешанными глинисто-карбонатными породами, питают и поддерживают биологический процесс на Земле, поскольку, как справедливо считает А. Б. Ронов, биологический процесс на Земле может осуществляться и развиваться только при постоянном (или периодическом?) «введении», привносе в биосферу углекислоты, своего рода «продукта питания» жизни.

Представляется очевидным, что пока еще не известны истинные соотношения между «дебитами» этих двух источников. Нам думается, что чисто графическая и даже корреляционная связь массы вулканогенных пород и массы остаточного углерода в осадочных породах — еще далеко не генетическая связь между этими явлениями, так как и сам процесс регионального метаморфизма, который заставляет «работать» этот второй, метаморфогенный источник углекислоты тоже оказывается совпадающим во времени с явлением эндогенной и вулканогенной активизации. Так что, естественно, здесь не исключена и так называемая корреляция «через голову», т. е. через третий ингредиент, который формально коррелирует по временному совпадению генетически глубоко различающиеся процессы — метаморфизм и ювенильный магматизм.

Некоторое время назад выдающийся естествоиспытатель академик А. И. Опарин (1976) подчеркивал, что познать происхождение и сущность жизни невозможно в отрыве от условий (добавим от себя: в том числе геологических) ее возникновения. Теперь же становится очевидным, что и дальнейшая эволюция «живых систем» прямо связана с геологической историей и является, вероятно, тоже своеобразным отражением геологической формы движения материи.

ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И «ГАЗОВОЕ ДЫХАНИЕ» ЗЕМНОЙ КОРЫ

В последние годы развитие знаний в области осадочной геологии докембрия привело к рождению по существу принципиально нового учения о ведущей и определяющей роли в формировании земной коры экзогенных, биогенных и метаморфических процессов (Сидоренко, 1976). Становление этого нового взгляда на главные процессы, приводящие к образованию преобладающей массы горных пород, во всяком случае верхней, сиалической части земной коры, постепенно, но неизбежно начало оказывать влияние на переосмысливание причинно-следственных и временных связей между этими главными процессами, созидавшими и трансформировавшими твердую поверхностную сиалическую оболочку нашей планеты, и многими другими важными процессами и явлениями в земной коре и, в частности, выделениями из земных недр некоторых газов.

Хорошо известно, что метаморфизм горных пород в условиях различных, в том числе и высоких температур и давлений изучается давно и многосторонне. В последнее время обращено внимание на зависимость характера метаморфизма и его минерального выражения от исходного, первичного состава седиментогенных горных пород. Назрела необходимость сделать следующий шаг — попытаться рассмотреть метаморфические комплексы пород как источник легкоподвижных при региональном метаморфизме соединений. Теперь, когда мы знаем, что в составе метаморфических формаций докембрия существенную роль играют первично осадочные горные породы, несущие, как правило, определенные количества воды в различных ее формах, остатки былой жизнедеятельности и разные легкоподвижные соли, газы и газовые соединения, целесообразно рассмотреть поведение всех этих «компонентов» осадочных пород в условиях метаморфических преобразований, которые резко отличались от температурных условий накопления осадков. Пока мы не имеем возможности подсчитать объемы различных элементов и соединений, выделяющихся при метаморфизме разнообразных осадочных пород, но некоторые чисто качественные оценки возможных масштабов этих явлений уже сейчас можно наметить.

В 1970 г., опираясь на доказанную весьма широкую распространенность в докембрии первично осадочных метаморфических пород с заметным или даже значительным содержанием остаточного биогенного свободного углерода и на выявленное постоянное нахождение в них многих газообразных углеводородов, в том числе нефтяного ряда, нами (А. Сидоренко, Св. Сидоренко, 1975) было сформулировано понятие об «углеводородном дыхании» древнейших первично осадочных метаморфических толщ, а также был сделан вывод о влиянии этого источника углеводородов на происхождение углеводородных скоплений в осадочных чехлах континентов.

Одновременно с этим, исследования по метаморфизму смешанных глинисто-карбонатных пород докембрия привели нас (Сидоренко и др., 1973) к выводу о выносе из метаморфизующихся пород углекислоты, что способствовало рождению понятия об «углекислом дыхании» осадочно-метаморфических пород и позволило высказать идею о влиянии этого процесса на эволюцию режима CO_2 в докембрийской атмосфере и гидросфере и на некоторые рудогенные процессы, связанные с метаморфической трансформацией первично осадочных пород.

Синтез этих идей, а также учет отторгавшихся в процессе метаморфизма огромных масс воды (Овчинников, 1957), газов атмосферного (Синицын, 1972), биогенного (Волынец,

1975) и иного происхождения и мобилизуемых этими агентами рудных элементов дали возможность обосновать новое комплексное научное понятие о «жидко-газово-рудном дыхании» метаморфизующихся осадочных пород докембрия и о влиянии этого процесса не только на состав и эволюцию атмосферы и гидросферы Земли, но и на металлогению докембрия (Теняков, 1977).

Становилось все более очевидным, что осадочно-метаморфические циклы — это своего рода инверсионные механизмы, через которые в наружных оболочках Земли циклически обращаются и определенные массы важнейших ее газов. Дальнейший анализ и развитие этой идеи позволили еще шире взглянуть на проблему газоносности осадочно-метаморфической оболочки Земли и дали возможность приблизиться к пониманию истинного масштаба и значения этого явления (Сидоренко и др., 1977).

Как известно, в области экзогенеза наряду с дифференциацией многих химических элементов происходят и другие важные процессы: разложение огромных масс воды с «минерализацией» во вновь формирующихся минералах H^+ и OH^- ионов и с образованием в водных растворах иона HCO_3^- (Шварцев, 1975), захват различной формы и степени ассоциирующей с минеральным веществом так называемой связанной воды и воды в объеме (Райтбург, Слонимская, 1970), поглощение из атмосферы и связывание в окисляющихся продуктах и новообразованиях больших масс O_2 (окисление элементов с переменной валентностью, Holland, 1962) и CO_2 (формирование широкого ряда карбонатных и других CO_2-содержащих минералов, Гаррелс, Маккензи, 1974) и т. д. Не менее существенные процессы сопровождают захоронение и трансформацию в осадках и осадочных породах органического вещества. Ведь начиная с процессов диагенеза и вплоть до процессов регионального метаморфизма — это целая цепь биохимических и химических превращений органической субстанции, главными продуктами которых являются твердые жидкие и газообразные углеводороды, в том числе и нефтяного ряда, свободный азот (N_2) и некоторые другие газы (CO_2, H_2, CH_4, SO_2 и др.).

Принимая во внимание хорошо доказанный в настоящее время факт, что первично осадочные породы, очевидно, преобладают в сложении всех докембрийских щитов и массивов (Сидоренко, 1963) и что биогенное органическое вещество начало накапливаться в осадочных породах в весьма значительных количествах, начиная по меньшей мере с рубежа 3,5 млрд. лет назад (А. Сидоренко, Св. Сидоренко, 1975), следует признать, что названные эффекты — это, безусловно, эффекты глобального порядка, которые, вне всяких сомнений, оказывали значительное влияние на циклическую миграцию указанных элементов и в большой мере определяли вещественный обмен в наружных оболочках земной коры.

Но поглощение и «минерализация» продуктами выветривания, осадками и биолитами H^+ и OH^- ионов, H_2O, O_2, CO_2, S, N_2 (в составе органического вещества и других элементов — это лишь часть циклических процессов, играющих в формировании и жизни земной коры исключительную роль. Уже давно количественными расчетами было показано, что без восполнения потерь этих элементов (соединений) из воздушного и водного резервуаров многие из указанных «элементов» этих глобальных реакций исключительно быстро (в геологическом смысле) были бы в значительной мере или даже полностью фоссилизированы. Так, согласно расчетам С. Л. Щварцева (1975), только в связи с выветриванием 1 т алюмосиликатного вещества (расчеты выполнены применительно к составам альбита, микроклина и анортита) разлагается от 0,2 до 0,38 т воды. Кроме того, как известно, продуктами выветривания и осадками захватываются и захороняются огромные количества связанной и свободной воды (Райтбург, Слонимская, 1970).

Х. Холланд (Holland, 1962) при расчете баланса поступления и потребления кислорода атмосферы показал, что весь продуцируемый в результате фотосинтеза кислород должен уходить на окисление Fe^{2+} до Fe^{3+} и S^{2-} до SO_4^{2-} (в процессе выветривания) и CO до CO_2, O_2 до O_3, H_2 до H_2O — при выделении вулканических газов (табл. 1). Если к тому же иметь в виду, что Х. Холланд не учел количество кислорода, необходимое для окисления отмирающего органического вещества (часть последнего захороняется в осадках и осадочных породах и в неокислившемся состоянии), а также то, что породы земной коры и сейчас в основной своей массе являются недоокисленными, то

Таблица 1

Баланс продукции и потребления кислорода у поверхности Земли (Holland, 1962)

Продукция кислорода, $n \cdot 10^{22}$ г		Современное распределение и потребление кислорода, $n \cdot 10^{22}$ г	
Кислород, продуцируемый в результате фотосинтеза	181	Свободный кислород атмосферы	12
Кислород, образующийся при фотодиссоциации паров воды в верхних частях атмосферы	1	Потребляется на окисление FeO до Fe_2O_3	14
		вулканические газы CO до CO_2	15
		То же SO_2 до SO_3	8
		» » H_2 до H_2O	140
Итого	182	Итого	189

станет ясно, что без существования какого-то «механизма восполнения» этих потерь в атмосфере давно уже не осталось бы свободного кислорода. Напомним, что только само по себе увеличение биомассы на поверхности нашей планеты никак не может обеспечивать прогрессивного накопления свободного кислорода в атмосфере, поскольку согласно количественному балансу фотосинтеза весь выделяющийся в этом процессе кислород эквивалентен по массе кислороду, необходимому для окисления отмирающего органического вещества (Олейников, 1958). Отсюда неизбежно следует (Розен и др., 1975), что для прогрессивного увеличения содержания свободного кислорода в атмосфере определенное количество отмирающей живой материи должно «выключаться» из указанного цикла и остаться неокисленным, захороняясь в осадках. Приблизительные расчеты показывают (Олейников, 1958; Schidlowski, 1972), что количество органического углерода, захороненного в осадочных породах за всю историю Земли ($6{,}4 \cdot 10^{15}$ т), примерно уравновешивается количеством свободного кислорода, находящегося в настоящее время в атмосфере ($16{,}9 \cdot 10^{15}$ т), что довольно точно соответствует соотношению обоих элементов в молекуле CO_2 ($C : O_2 = 12 : 32$). Даже в настоящее время для связывания всего свободного кислорода атмосферы достаточно только около 4% общего количества органического углерода (Гаррелс, 1975).

В связи с этим уместно вспомнить, что еще В. И. Вернадский (1954) обращал внимание на то, что должно существовать простое числовое соотношение, еще нам не известное, между количеством свободного кислорода нашей планеты, ее биосферы и массой каменных углей, битумов, нефтей, карбонатов, в ней существующих. Он подчеркивал, что только этим путем создается возможность для существования в биосфере соответствующих масс свободного кислорода.

Еще более динамичен режим оборачиваемости в наружной оболочке Земли углекислоты. Как известно, масса CO_2 в атмосфере составляет около $2{,}3 \cdot 10^{18}$ г. В процессе выветривания континентов, по данным Р. Гаррелса и Ф. Маккензи (1974), поглощается $7{,}0 \cdot 10^{14}$ г/год CO_2. Отсюда вытекает, что не будь механизма циклического обращения CO_2, полное удаление этого газа из атмосферы при современной скорости его расходования потребовало бы всего лишь $(2{,}3 \cdot 10^{18}) : (7 \cdot 10^{14}) \approx 3300$ лет.

Азот, безусловно, также имеет свой цикл обращения: он усваивается из атмосферы и горных пород живым веществом и при разложении и метаморфизме последнего частично вновь возвращается в зону гипергенеза. Однако, судя по накопившемуся его количеству в современной атмосфере — это, скорее всего, своеобразный и все более увеличивающийся благодаря инертности «остаток» жизнедеятельности всего живого на Земле за все геологическое время.

Между тем полного или хотя бы сколько-нибудь заметного

исчерпания ресурсов этих компонентов, как известно, не происходит. Следовательно, экзогенно-метаморфогенный цикл — это действительно весьма эффективный глобальный инверсионный механизм, который наряду с минералогической (и химической) трансформацией алюмосиликатного вещества «высвобождает» из первично седиментогенных пород и многие главные составные части атмосферы, гидросферы и биосферы Земли, возвращая их определенные части вновь в область экзогенеза. Правда, каковы соотношения фоссилизируемых масс этих газов и регенерируемых их количеств, мы пока не знаем, однако, как показал еще В. Гольдшмидт, количество «минерализованного» в прошлом свободного кислорода на целый порядок превышает количество свободного кислорода, находящегося в современной атмосфере. Еще более контрастны эти величины для CO_2: масса захороненной углекислоты ($1{,}5$—$2{,}0 \cdot 10^{17}$ т) на пять порядков превышает массу этого газа, находящегося в современной атмосфере ($2{,}3 \cdot 10^{12}$ т). Интересно, что к выводу о том, что массы CO_2 и O_2, прошедшие через атмосферу в течение геологического времени, во много раз превышают современные их массы в этом резервуаре, пришел совсем недавно и Р. М. Гаррелс (1975) на основании анализа разработанной им стационарной модели системы «осадки—океан—атмосфера».

Напомним здесь, что вадозное происхождение основной массы термальных вод и в областях современного активного вулканизма, и в рифтовых зонах океанов (морей) и континентов уже давно не вызывает сомнений у многих исследователей. В самое последнее время анализ изотопных данных по сере из вулканических эманаций современных областей активного вулканизма привел к выводу о том, что и поставляемая через эти источники сера является также в основном рециклической, а доля ювенильной серы в этих выделениях совершенно ничтожна (Виноградов, 1975).

Таким образом, перед нами возникает действительно грандиозная картина «дыхания» земной коры, когда в зоне развития экзогенных процессов из атмосферы, гидросферы и биосферы извлекаются и связываются в новообразованиях многие главнейшие компоненты этих систем, а в процессе метаморфизации возникших первично осадочных образований создаются условия для их реконсервации и нового возвращения (эманирования) в поверхностную зону.

Касаясь процесса циклического обращения ряда элементов (компонентов) в седиментогенно-метаморфогенном цикле, необходимо хотя бы кратко показать, как мы понимаем соотношение этого процесса с концепцией изохимизма регионального метаморфизма. Как известно, концепция изохимизма разделяется подавляющим большинством исследователей докембрия; недавно она подтверждена на новом обширном региональном материале (Ронов и др., 1977).

Мы полагаем, что эта концепция годна только для относительно малоподвижных элементов (главным образом, петрогенных) и компонентов (при соответствующих определенных условиях регионального метаморфизма) и никак не должна подвергаться «эрозии» из-за естественного поведения (привноса—выноса) термодинамически и физико-химически принципиально подвижных в этих условиях элементов-компонентов. Принцип «максимализма» этой концепции, или принцип «альтернативности» применительно к ее существованию как концепции, вне всяких сомнений, должен быть полностью оставлен, как просто не отвечающий хорошо установленным сейчас фактам.

Как известно, впервые понятие и термин «газовое дыхание Земли» были введены в науку В. И. Вернадским еще в начале нашего столетия, и понимался этот вопрос в основном как выделение, эманирование из земных недр в результате различных процессов, главным образом гелия, водорода и азота. За долгую историю изучения происхождения газовых выделений из земных недр многие исследователи так или иначе касались ряда процессов и явлений, привлеченных к анализу этой проблемы и нами. Но только принципиальные сдвиги в познании докембрия и в понимании ведущих процессов становления и развития земной коры позволили, как нам представляется, открыть новую страницу в геохимии газов земной коры, по-иному взглянуть на газовую жизнь земной коры, увидев совершенно неожиданные пути циклического обращения и миграции газов в наружных оболочках нашей планеты.

Естественно, что в настоящее время далеко не все связи в рассматриваемой проблеме одинаково ясны, как, вероятно, не ясны и многие важные детали во всей этой проблеме в целом, но очевидно одно: перед нами встала новая и принципиально важная проблема циклического обращения элементов-газов и газовых соединений в экзогенно-метаморфогенном механизме — основном механизме созидания твердой сиалической оболочки нашей планеты. И решение этой проблемы имеет не только существенное научное, но и немаловажное прикладное значение, поскольку с этими процессами, как мы полагаем, во многом сопряжены процессы нефте- и газообразования и некоторые рудообразовательные процессы.

Но, развивая представления о «циклическом газовом дыхании земной коры» в связи с осадочно-метаморфическими процессами мы разделяем и идеи А. П. Виноградова о «ювенильном газовом дыхании Земли», «ювенильном дыхании мантии», сопровождающими процессы ее дегазации. Поэтому перед нами встает также и особая проблема оценки соотношения между «газовым дыханием», порождаемым осадочно-метаморфическими процессами, и газовыми эманациями подкоровой (мантийной) природы. Это соотношение может быть познано при комплексном изучении геохимических особенностей газовых выделений, связанных с различными историко-геологическими и структурно-тектоническими элементами континентальной и океанической коры. Особую роль в решении этой «проблемы соотношения» должны сыграть широкие и прецизионные наблюдения над газовыми потоками рифтовых зон океанов, а в недалекой перспективе — и над газовыми эманациями Луны, Венеры и Марса.

Глава II

МЕТАМОРФИЗМ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ И ОСВОБОЖДЕНИЕ ВОДЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Проблема возрожденных флюидов

Существование восходящего потока летучих компонентов при погружении, метаморфизме и палингенезе слоистых отложений представлялось вполне очевидным уже в конце прошлого столетия, когда была сформулирована концепция геохимического цикла, тесно связанная с именем Ван-Хайза (Van Hise, 1904). «При сравнении анализов пород, характеризующих последовательные стадии перекристаллизации, отчетливо выявляется потеря воды, а следовательно, и очевидное перемещение воды при метаморфизме. Весьма вероятно, что существует только один источник воды, определяющий перекристаллизацию — это свободная или связанная вода самих исходных пород...» (Leith, Mead, 1915, с. 208). Однако осуществление количественных оценок восходящего потока флюидов и его состава вызывало серьезные затруднения, связанные с недостаточной изученностью, с одной стороны распределения флюидообразующих компонентов исходных пород, и с другой — минералогических форм их захоронения. Ряд работ в этом направлении был выполнен сравнительно недавно (Сидоренко и др., 1970, 1973, 1975 и др.); они показали большую значимость изучения режима регенерированных флюидов. Подобные исследования чрезвычайно важны для познания закономерностей формирования так называемых «избыточных» летучих компонентов, определяющих процессы начальной дифференциации вещества Земли и формирования атмосферы и гидросферы — H_2O, CO_2, C, S, N и др. (Rubey, 1951), и для практических целей прогнозирования руд, формирующихся под воздействием восходящих флюидов.

Постановка задачи

Особый интерес в определении флюидного режима представляет исследование закономерностей отщепления и масштабов восходящего регенерированного потока воды, поскольку этот поток составляет основу всех без исключения метаморфизирующих и гидрогенерирующих растворов, поддающихся непосредственному изучению. Для познания планетарной геологии важно по крайней мере приблизительно определить, в какой мере захороненная в экзогенных породах вода возвращается вновь в гидросферу. Мы сосредоточим внимание только на двух главных формах захоронения воды: 1) вода, находящаяся в кристаллической решетке минералов осадочных пород и поддающаяся теоретической количественной оценке (конституционная вода минералов) и 2) вода, заполняющая поры осадочных пород и являющаяся в значительной мере реликтовой и сингенетичной осадку (поровая вода в широком смысле слова), количественную оценку которой можно дать, опираясь на данные по общей пористости осадочных пород. В первую очередь необходимо рассмотреть осадочные породы в рядах нарастающего метаморфизма, поскольку для них количественные изменения водосодержания при метаморфизме наименее изучены, а в общем балансе именно осадочные породы играют главную роль. Вулканогенные породы будут введены в расчеты средних содержаний захороненной воды позднее.

Конституционная вода в осадочных породах

Теоретически вероятные петрохимические соотношения и вопросы их исследования в рядах карбонатно-глинистых пород были специально рассмотрены ранее (Розен и др., 1971). Расчет минеральных парагенезисов для глубинных зон метаморфизма позволил впервые определить эмпирически вероятную степень декарбонатизации в пределах всего ряда и вычислить количества высвобождающейся углекислоты (Сидоренко и др., 1973). Результаты этих вычислений для H_2O^+ приведены на рис. 2, *а*, где они сопоставлены с теоретическими данными для чистых минералов. Оказывается, что глинистые фракции реальных горных пород еще до начала метаморфизма характеризуются резкой потерей конституционной воды (на рисунке она показана вертикальными стрелками), что вызвано процессами диагенеза и в наибольшей мере присуще монтмориллонитовым, а в наименьшей — гидрослюдистым типам глин.

Сопоставление со средними данными по главнейшим типам осадочных пород (Ронов, Ярошевский, 1976) показывает, что и эти пониженные теоретические содержания конституционной воды в действительности заметно завышены (см. рис. 2, *б*). Еще более низкими содержаниями отличаются песчаники, что

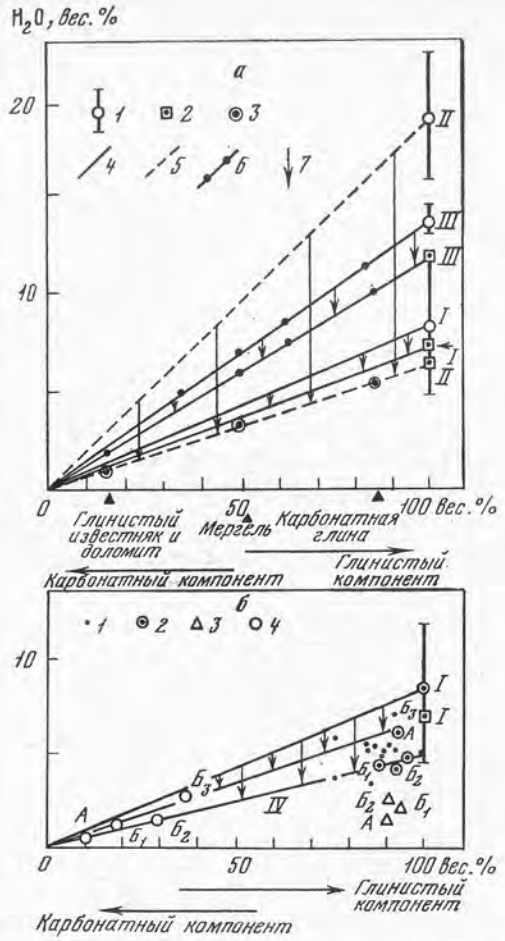


Рис. 2. Вариации содержаний кристаллизационной воды в породах карбонатно-глинистого ряда

а — вариации содержаний воды в глинистых минералах и глинистых фракциях (<0,001 мм). *1* — вариации содержаний и среднее (кружок) по анализам глинистых минералов (Дир и др., 1966); *2* — содержания в характерных глинистых фракциях (<0,001 мм; Викулова, 1958, табл. 6—IV); *3* — расчетные содержания для наиболее распространенных типов пород (Розен и др., 1971, табл. 6, 7); *4—6* — вариационные линии для карбонатно-глинистых компонентов: *4* — гидрослюдистого состава, *5* — монтмориллонитового состава, *6* — каолинитового состава; *7* — направление изменения содержания H_2O при литификации отложений

б — содержания воды в глинистых, песчаных и карбонатных породах по средним данным. *1* — глинистые отложения Русской платформы (Виноградов, Ронов, 1956); *2—4* — средние составы пород: *2* —глины, *3* — пески, *4* — карбонатные отложения

Средние данные: *А* — по Кларку (Clarke, 1924); *Б* — по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому (1976) ($Б_1$ — платформы, $Б_2$ — геосинклинали, $Б_3$ — современные океанические осадки)

I—III — характерные точки и линии для глинистых компонентов: *I* — гидрослюдистого состава, *II* — монтмориллонитового состава, *III* — каолинитового состава; *IV* — вариационная линия содержаний H_2O в неметаморфизованных горных породах карбонатного ряда

следует связывать с примесью безводных терригенных минералов, в первую очередь кварца, полевых шпатов и др. Вероятно, это справедливо и для глинистых отложений. Подтверждением служат расчеты нормативно-минерального состава по усредненным химическим анализам, обнаруживающие весьма высокие содержания обломков минералов в средних типах глинистых отложений (кварц и полевые шпаты 35—50 вес.%, минералы группы глин 36—61 вес.%, Pettijohn, 1949, с. 88; Shaw, Weaver, 1965, с. 221). Этой причиной, вероятно, и объясняется отклонение точек глинисто-карбонатных пород вниз от теоретической кривой (см. рис. 2, *б*). Очевидно, что в осадочных породах конституционная вода связана с глинистой составляющей. Следует полагать, что в платформенных глинах содержание воды выше, чем в геосинклинальных, потому что они содержат меньше безводных обломков, а в песчаных и карбонатных отложениях распределение воды обратное в силу большего содержания обломков и меньшей отсортированности геосинклинальных отложений.

Конституционная вода в условиях нарастающего регионального метаморфизма

Обращаясь к рассмотрению изменений содержаний конституционной воды в процессе метаморфизма, необходимо подчеркнуть, что 1) этот вопрос обычно специально не рассматривается в петрологических исследованиях, поэтому приводимые в частных анализах содержания H_2O^+, как правило, авторами не интерпретируются, а иллюстрируют лишь близость общей суммы компонентов анализа к 100%; 2) точность определений H_2O^+ для большинства опубликованных ранее анализов значительно ниже, чем для других петрогенных элементов. В силу этих причин дальнейшее рассмотрение сосредоточено на отдельных представительных и внутренне согласованных аналитических данных.

На диаграмме (рис. 3, *а*) сведены данные по различным регионам и типам пород, характеризующие фациальные серии нарастающего регионального метаморфизма. Несмотря на значительный разброс данных по отдельным частным анализам, в целом общие тенденции снижения содержаний H_2O^+ устанавливаются однозначно — от высоких содержаний, достигающих 6—7% (иногда более) для исходных пелитов в зеленосланцевой фации, до 0,3—2,5% в условиях амфиболитовой фации. Отмеченная ранее разница исходных пород — глинистых и песчаных — по содержаниям конституционной воды более или менее отчетливо сохраняется на всем интервале, судя по вариационным линиям, для средних содержаний. Значительно меньше содержания воды в вулканитах базальтоидного состава. Характерно, что вариационные линии пелитов, песчаников и вулканитов располагаются параллельно, отражая естественную корре-

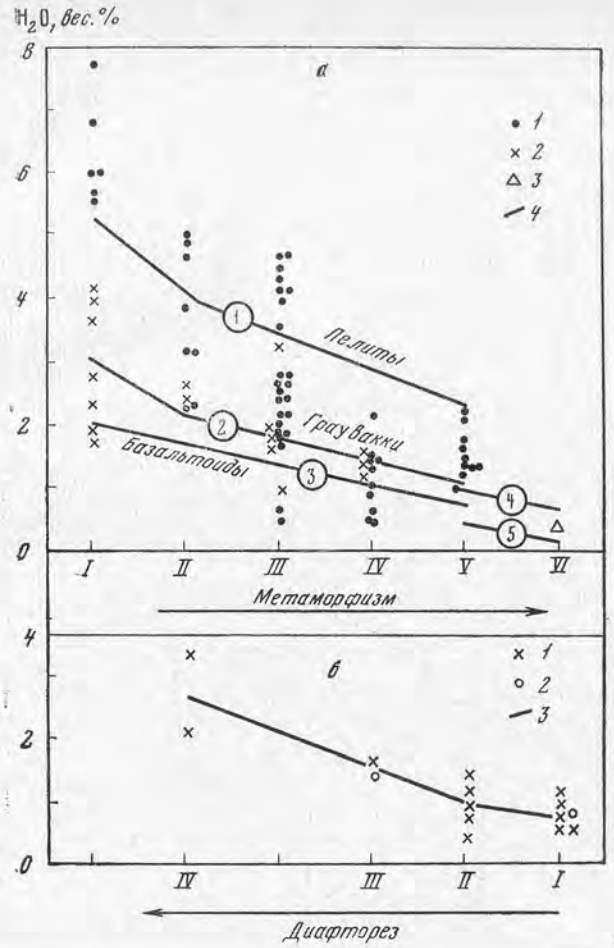


Рис. 3. Выделение и поглощение воды породами при метаморфизме и диафторезе

а — выделение воды при прогрессивном метаморфизме. *I—VI* — фации и зоны метаморфизма: *I* — зеленосланцевая фация; *II* — биотитовая, *III* — ставролитовая, *IV* — кианитовая, *V* — силлиманитовая зоны; *VI* — гранулитовая фация. *1* — метапелиты Северо-Байкальского нагорья и Приладожья (Великославинский, 1972, с. 24, 46); *2* — метапелиты Прибайкалья (Шафеев, 1970, с. 88); *3* — среднее для иенгрской серии Алдана (Кулиш, Ромашкин, 1968); *4* — вариационные линии (обозначены цифрами в кружках): 1, 2 — средние данные по Таймыру (Махлаев, Коробова, 1972, с. 46): 1 — пелиты, 2 — грауваккн; 3— габбро-диабазы, среднее по данным Д. А. Великославинского (1972, с. 261); 4— средние для всех пород (Eade e. a., 1966); 5 — то же (Ramberg, 1951).

б — поглощение воды при диафторезе. *I—IV* — породы: *I* — исходные гранулитовой фации; *II* — амфиболизированные гранулитовой фации; *III* — существенно роговообманковые; *IV* — интенсивно биотитизированные. *1* — метабазиты Антарктиды (Равич и др., 1965, с. 34, 126); *2* — двупироксеновые кристаллические сланцы Кольского полуострова (Другова, Глебовицкий, 1972); *3* — вариационная линия поглощения воды для пород основного состава

ляцию количеств оставшейся и удаленной воды в различных типах пород. Из экстраполяции вариационных линий и тенденций в расположении большинства точек можно было бы ожидать, что все вариационные линии сблизятся в гранулитовой фации на уровне содержаний примерно 0,5%. И все же этого наблюдать не удается.

Здесь важно отметить некоторые дополнительные моменты. Серии анализов для интервала от зеленосланцевой фации и до силлиманитовой ступени амфиболитовой фации характеризуют единые толщи, в которых наблюдается непрерывное нарастание степени метаморфизма. Следующий интервал — до гранулитовой фации — не удается проследить непосредственно, поэтому здесь вариационные линии отражают лишь средние составы двух разных типов метаморфических пород. Заметная разница в содержаниях, обнаруживаемая по этим вариационным линиям (4 и 5, см. рис. 3, *а*), связана, вероятно, с особенностями определения средних — верхняя линия отражает огромный объем опробования всех типов пород Канадского щита, тогда как нижняя построена на частных анализах по Гренландии. До получения более представительных средних данных эти величины следует рассматривать как отражение возможных вариаций в содержании H_2O.

Значительное завышение содержаний конституционной воды на силлиманитовой ступени (*V*, см. рис. 3, *а*) обнаруживают метапелиты Северо-Байкальского нагорья и Таймыра (до 2,5%), тогда как данные по предыдущей кианитовой ступени (*IV*, см. рис. 3, *а*) хорошо согласуются со средними величинами для всех пород амфиболитовой фации. Указанное явление наблюдается и во многих других случаях; оно связано с тем, что силлиманитовая ступень находится на границе с областью плавления и мигматизации, а это качественно меняет характер рассматриваемого процесса и может приводить к местному обогащению летучими. В данном случае обогащение, вероятно, и имеет место.

Регрессивный метаморфизм устанавливается по появлению и увеличению количеств водосодержащих минералов, но отчетливое проявление этого процесса устанавливается лишь в породах основного состава (см. рис. 3, *б*), поскольку здесь сразу в большом количестве развиваются водосодержащие минералы — главным образом амфиболы и слюды. В лейкократовых породах этот процесс улавливается, как правило, лишь петрологически. Диафторез с привносом воды, иногда сопровождаемый также и другими процессами, охватывает значительные площади. Нередко полагают, что здесь мы сталкиваемся с глубинным источником воды, однако при этом обычно не учитывается значение пологозалегающих зон проницаемости, пластовой милонитизации и меланжа, которые могут служить каналами для широкого ареального распространения флюида. Поэтому вопрос этот не

так ясен, каким кажется на первый взгляд, и заслуживает отдельного самостоятельного рассмотрения, выходящего за рамки данной работы.

Конституционная вода в метаморфических породах

Распределение концентраций конституционной воды обнаруживает определенную зависимость от состава пород (рис. 4, *а—в*). Для всех фаций метаморфизма характерна одна общая закономерность: содержание воды в породах достаточно резко падает как с увеличением количеств SiO_2, что связано с вытеснением водосодержащих минералов кварцем и полевыми шпатами, так и с уменьшением содержаний SiO_2, когда во все больших количествах присутствуют безводные карбонаты. Это обстоятельство имеет принципиальное значение для оценки содержаний H_2O^+ в толщах различного литологического состава. Такие породы, как кварциты, кварцевые песчаники, лейкократовые гнейсы и гранитоиды, известняки и т. п., не будут обнаруживать заметных содержаний и резких вариаций H_2O^+.

Максимальные содержания H_2O^+ (до 7—8%, см. рис. 4, *а*) приурочены к существенно хлоритовым производным основных вулканитов (SiO_2 46—52%) или к гидрослюдистым аргиллитам, производным высокоглиноземистых собственно глинистых исходных отложений. Рядовые типы пород в этих условиях содержат 2—4% H_2O^+, сохраняя тенденцию к повышению содержаний с приближением к области филлитов и основных вулканитов. Это хорошо видно по распределению точек отдельных анализов и по вариационной линии средних (см. рис. 4, *в*) для классических зеленокаменных прогибов раннего докембрия Канады (формации Тимискаминг, Найф-Лейк и др.; Arth, Hanson, 1975; Macpherson, 1958).

В амфиболитовой фации (см. рис. 4, *б*) содержания H_2O^+ во всех типах пород понижаются, а происходящие в этих условиях мигматизация и гранитизация приводят к резкому понижению содержаний конституционной воды в породах. Например, по средним оценкам для Патомского нагорья перепад содержаний при гранитизации составляет 1,36—0,47 вес.% (Петров, Макрыгина, 1975). Этот процесс проявляется даже в породах гранулитовой фации. По средним данным для Алданского щита при чарнокитизации количество конституционной воды уменьшается от 0,70 до 0,24 вес.%. При количественных оценках H_2O^+ в породах щитов этот результат оказывается весьма существенным, так как в изофациальных породах разной степени гранитизации содержание воды может различаться во много раз.

С переходом к гранулитовой фации (см. рис. 4, *в*) на фоне дальнейшего понижения содержаний H_2O^+ отчетливо проявляется еще одна существенная закономерность: максимум содержаний здесь становится более четким и сдвигается в сторону

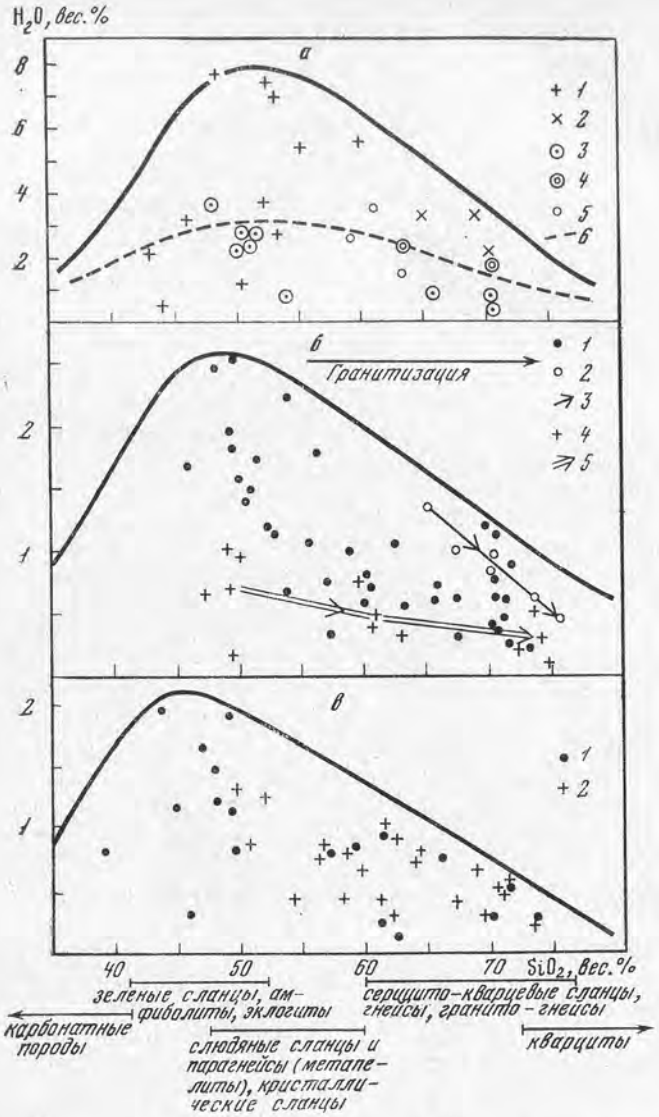


Рис. 4. Зависимость содержания конституционной воды в горных породах от состава пород и степени метаморфизма

а — зеленосланцевая фация: *1* — зеленые сланцы и филлиты (Равич, Чайка, 1962, с. 631, 636); *2* — хлорит-серицит-альбитовые сланцы (Крылов и др., 1962, с. 66); *3—5* — вулканогенные и терригенные породы (Arth, Hanson, 1975; Macpherson, 1958): *3* — метабазальты, метадациты, *4* — метаграувакки, *5* — метааргиллиты; *6* — вариационная линия для метабазальтов, метатуфитов, метаграувакк и метааргиллитов

б — гранитизация: *1* — в условиях амфиболитовой фации для различных регионов (Седова, Галибин, 1972; с. 55, 60, 61); *2, 3* — в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций для Патомского нагорья (Петров, Макрыгина, 1975, с. 290): *2* — усредненные данные по типам пород, *3* — вариационная линия, стрелки указывают повышение интенсивности процесса; *4, 5* — в условиях гранулитовой фации Алданского щита (чарнокитизация) (Лазебник, 1966, с. 287): *4* — данные для отдельных типов пород, *5* — вариационная линия, стрелки указывают направление повышения интенсивности процесса

в — гранулитовая фация: *1* — чарнокитовая серия Антарктиды (Равич и др., 1965; с. 143—312); *2* — гранулитовая серия Анабарского щита (Лутц, 1964; анализы 36—48, 52—55, 67—62)

Жирная линия — верхний предел возможных содержаний конституционной воды в наиболее распространенных породах

метабазитов. Это постепенное смещение объясняется сменой ассоциаций минералов: если в зеленосланцевой фации мусковит и хлорит обусловливают широкий максимум в области метабазитов и высокоглиноземистых пелитов, то в амфиболитовой фации эти минералы сменяются роговой обманкой, биотитом и выделяется безводный Al_2SiO_5, снижая валовые содержания слюд. Максимум H_2O^+ смещается от пелитов к метабазитам. Этот процесс продолжается и в гранулитовой фации. Здесь реликты H_2O^+ концентрируются уже в других минералах, таких как скаполит, кордиерит, апатит, сапфирин, частично гиперстен, а они образуют заметные скопления только в породах основного и ультраосновного состава. Такое перераспределение может обусловливать резкие расхождения в оценках средних содержаний H_2O^+ для пород гранулитовой фации. Заканчивая рассмотрение диаграмм рис. 4, необходимо подчеркнуть, что нанесенные линии вариаций характеризуют максимально возможные для обычных типов пород содержания конституционной воды. Средние содержания будут значительно ниже, как, например, это оказывается при нанесении близких к средним анализов для зеленосланцевой фации на рис. 4, *а* (пунктир).

Для оценки в дальнейшем средних содержаний конституционной воды в метаморфических комплексах докембрия необходимо подчеркнуть определенную специфику в подходе к решению этого вопроса. В отличие от фанерозойских отложений, где содержание H_2O^+ определяется двумя факторами — составом типов пород и их распространенностью, для докембрийских комплексов добавляется третий фактор: степень метаморфизма. Этот фактор имеет, как было показано, принципиальное значение. Наиболее достоверные оценки средних, полученные в последнее время А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским (1976), хорошо согласуются с распределением содержаний H_2O^+ в зависимости от состава пород. Наибольшие величины характеризуют метабазиты и метапелиты: 1,53% — в амфиболитах, 2,19% — в парагнейсах и кристаллических сланцах; меньше содержания в карбонатах — 1,39% и минимальные — 0,9% — в гранитогнейсах и гранитоидах. При интерпретации этих данных в первую очередь необходимо оценить влияние различной степени метаморфизма на указанные величины. Нетрудно видеть, что

Таблица 2

Среднее содержание H_2O (в вес. %) в кристаллических комплексах щитов

Регион	Амфиболитовая фация	Гранулитовая фация	Среднее	Литературный источник
Алданский щит, среднее для иенгрской серии	—	0,40		Кулиш, Ромашкин, 1968
То же, с учетом гранитоидов	—	—	0,37	То же
Кокчетавский докембрийский массив, среднее для площади 1200 км² и глубины 8 км	0,98	—	—	Розен, Серых, 1972
Канадский щит, среднее для площади 8000 км², штат Квебек	0,9	0,7	0,8	Eade e.a., 1966
Канадский щит, среднее для 16 000 км², провинция Онтарио	—	—	0,87	Reilly, Shaw, 1968
Западная Гренландия	0,44	0,15	—	
Метаморфические породы гранитного слоя, среднее			1,97	Ронов, Ярошевский, 1976
Гранитоиды «гранитного» слоя			0,90	То же
«Гранитный» слой в целом			1,46	»

указанные цифры близки к максимальным значениям для амфиболитовой фации, показанным на рис. 4, *б*, и в значительной мере подобны тем величинам, которые характеризуют зеленосланцевую фацию. Например, в пределах Канадского щита: метаграувакки — 1,2—2,3%, метапелиты — 1,5—3,6%, метабазальты — 2,3—3,7%, метадациты — 0,3—0,9% (Arth, Hanson, 1975; Macpherson, 1958).

Пространственные соотношения регионов с различной степенью метаморфизма в целом достаточно хорошо известны. Докембрийские щиты и фундамент древних платформ СССР (Метаморфические пояса..., 1975), а также щиты Африки, Австралии, Гренландии, Скандинавии (Шуберт, Фор-Мюре, 1973; Ранкама, 1967, 1968, и др.) сложены в главной своей массе породами амфиболитовой и гранулитовой фаций. На фоне этих обширных пространств фация зеленых сланцев распространена локально, главным образом в пределах так называемых зеленокаменных поясов внутри щитов и в зонах диафторитов, а также в отдельных докембрийских блоках, заключенных среди складчатых сооружений фанерозоя. Пространственные соотношения в распределении фаций метаморфизма очевидно не столь существенны при оценке средних содержаний петрогенных элементов, так как в соответствии с концепцией фаций усреднение проводится

для однотипных пород и вариации парагенезисов минералов не влияют в заметной мере на окончательный результат. Иное дело для оценок содержаний конституционной воды. Здесь этот вопрос приобретает принципиальное значение. Целесообразно обратиться к оценкам представительных средних для отдельных регионов в целом. Таких данных опубликовано немного.

Достоверные величины, согласующиеся с вариациями содержаний H_2O^+ в главных типах пород и распространенностью этих пород, известны для ряда регионов и частично приведены в табл. 2. Для широких площадей развития амфиболитовой фации вариации содержаний составляют 0,44—0,98%, а для гранулитовой фации — 0,15—0,7%. Исходя из наиболее представительных величин для амфиболитовой (0,9—1,0%) и для гранулитовой (0,7%) фаций, можно принять содержание в 0,9% как характерное для щитов и фундамента древних платформ. Эта величина согласуется с площадными оценками средних для Канадского щита: 0,87 и 0,8% (Reilly, Shaw, 1967; Eade e. a., 1966). Принятая величина увязывается с данными, приведенными на рис. 4, *б*, *в*, если учесть, что эти данные характеризуют разброс от минимальных до максимальных содержаний, а также то, что породы основного состава в пределах щитов занимают лишь около 20% (Сидоренко и др., 1972).

Поровая вода в осадочных и метаморфических породах

Вторым по значимости параметром при оценке эволюции воды в древних комплексах является определение количества поровых вод, которые содержались в исходных породах к моменту начала метаморфизма и содержатся в метаморфических породах сейчас. Здесь нет необходимости рассматривать весь объем захороненных (реликтовых) и циркулирующих (пластовых) вод, поскольку совершенно очевидно, что они беспрепятственно покидают систему сразу по мере уплотнения под давлением при нагревании. Необходимо дать оценку тому минимальному количеству воды, которое присуще всем без исключения погружающимся и метаморфизующимся горным породам. С этой водой породы вступают в региональный метаморфизм.

Наиболее характерным показателем возможного количества рассматриваемого типа вод представляется общая пористость пород. Этот параметр сильно варьирует, и общие средние величины обычно не вычисляются. Для дальнейших расчетов рассмотрены характерные значения и приняты наиболее достоверные величины: песчаники 10,0, глины 20,0, известняки 5,0% (табл. 3). Эти значения характеризуют пористость, близкую к средней для наименее пористых разновидностей осадочных пород палеотипного облика с глубоким развитием процессов диагенеза. Для сравнения можно указать, что средняя пористость

Таблица 3

Некоторые характерные величины пористости горных пород

Породы, возраст	Число проб	Пористость, %			Литературный источник	Принятое для расчета значение, %
		средняя	минимальная	максимальная		
Песчаники						10,0
D, глубина отбора 180—700 м	297	15,0	6,0	23,3	Справочник..., 1969	
O	12	8,8	3,6	14,1	То же	
PZ	—	10,0	—	—	Максимов, 1967	
Глинистые сланцы						20,0
K	9	29,5	23,8	37,6	Справочник..., 1969	
$f_3 - N_1$, 1067 м	9	21,1	17,8	25,6	То же	
$f_3 - N_1$, 2393 м	2	10,4	10,3	10,4	»	
Глины складчатых областей	—	5,0	—	—	Максимов, 1967	5,0
Карбонатные отложения						5,0
Известняк, J	5	14,6	5,5	24,0	Справочник ..., 1969	
То же, C	24	5,7	2,2	14,9	То же	
То же, J	114	3,6	0,4	23,6	»	
Известняки и доломиты	—	5,0	—	—	Максимов, 1967	
Метаморфические породы						1,0
Гнейсы, амфиболиты, кварцево-полевошпатовые метасоматиты	—	—	0,4	3,4	Глебовицкий, 1972	
Гранитизированные породы, микроклиновые метасоматиты	—	—	1,1	3,0	Казицын, Рудник, 1968	
Кварциты, гнейсы, амфиболиты	—	2,0	—	—	Максимов, 1967	
Граниты	—	1,0	—	—	То же	

осадочных отложений гораздо больше: на платформах она оценивается в 25,3%, в отложениях подвижных поясов — в 28% (данные Хорна; Гаррелс, Маккензи, 1974). Поэтому вычисляемая ниже оценка общих потерь воды при метаморфизме будет близка к минимальной.

Для докембрийских пород прогрессивный региональный метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций приводит к чрезвычайно низким величинам пористости — 0,1—1%. Локальные процессы полевошпатового порфиробластеза, мигматизации и гранитизации приводят к увеличению пористости до 3—4%, редко более, что связано с возрождением флюидного потока. Учитывая приведенные выше данные о распространенности пород и метаморфических фаций на щитах, наиболее вероятной будет считать величину пористости для метаморфических комплексов в 1,0%. Оценка величин пористости, так же как и содержаний кристаллизационной воды для пород, подвергшихся значительному разуплотнению при диафторезе (с существенным повышением пористости), представляет собой самостоятельную задачу и здесь не рассматривается.

Весовое (в %) количество воды в порах зависит от объемного веса пород и рассчитано исходя из варианта заполнения всех пор водой с плотностью примерно в 1,0 г/см³. Для песчаников — объемный вес (Справочник..., 1969) — 2,35 г/см³ — содержание поровой воды составляет 4,08 вес.%; для глин соответственно 2,30 г/см³ — 8,00 вес.%; для карбонатов — 2,50 г/см³ — 1,96 вес.%; метаморфических пород щитов[1] — 2,71 г/см³ — 0,37 вес.%.

Количество воды, освобожденной при метаморфизме

Исходя из того что осадочные и стратифицированные образования занимают в докембрийских комплексах около 75% (Сидоренко, 1963), а распространенность карбонатных пород в отложениях докембрия может быть оценена в 20% и средние потери CO_2 при их декарбонатизации составляют 6,25% (Сидоренко и др., 1973), можно принять соотношения горных пород, характерные для геосинклиналей фанерозоя (Ронов, Ярошевский, 1976) в качестве исходных для определения вероятного содержания воды в первичных породах докембрийских комплексов, обнаженных на щитах и слагающих верхние горизонты континентальной земной коры — геофизический «гранитный» слой. Величину декарбонатизации необходимо использовать для вычисления поправки за потерю веса исходных пород при метаморфизме. Тогда исходное содержание воды в каждом типе пород опре-

[1] По А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому (1976).

делится как сумма конституционной воды и влажности, среднее содержание для всех исходных пород — как средневзвешенное по объему процентное содержание воды (табл. 4), а потеря воды при метаморфизме для всего разреза определится как разность между средним в исходных (6,9 вес.%) и средним в конечных метаморфических породах (1,27 вес.%), равная сумме вычисленных выше содержаний конституционной воды (0,90 вес.%) и влажности (0,37 вес.%), и, таким образом, потеря воды составит в целом 6,97—1,27=5,7 вес.% H_2O. Подобным образом потеря углекислоты для всей совокупности отложений (при содержании CO_2 в песчаниках 3,90 вес.% и их доле от общего объема 18 об.%, в глинах — 2,80 вес.% и 38,1 об.%, в карбонатах — 6,25 вес.% и 21,9 об.%), составит 3,14 вес.% CO_2 для 7,8% от объема исходных отложений. Тогда с учетом потерь веса при дегазации общее количество воды, выделившейся при метаморфизме из исходных докембрийских отложений для кристаллических комплексов верхнего геофизического «гранитного» слоя земной коры, масса которого составляет $8{,}23 \cdot 10^{24}$ г (Ронов, Ярошевский, 1976), определится следующим образом: $(8{,}23 \cdot 10^{24}$ г$+8{,}23 \cdot 10^{24} \cdot 0{,}78 \cdot 0{,}0314) \cdot 0{,}75 \cdot (1+0{,}057) \cdot 0{,}057 = 0{,}388 \cdot 10^{24}$ г.

Таблица 4

Содержание воды и объемные соотношения исходных пород для кристаллических комплексов верхней части земной коры континентов (геофизический «гранитный» слой)

Породы	Конституционная вода*, вес. % H_2O	Естественная влажность, вес. % H_2O	Общее содержание воды в исходных породах, вес. % H_2O	Доля пород в общем объеме отложений*, об. %	Относительное содержание воды в каждом типе пород, [(вес. % H_2O)·(об. %)]
Пески	2,62	4,08	6,70	18,0	1,21
Глины	4,48	8,0	12,48	38,1	4,76
Карбонаты	1,55	1,96	3,51	21,9	0,77
Эффузивы	1,06	—	—	22,0	0,23
Среднее, взвешенное на объем, для всех пород	—	—	—	—	6,97

* По А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому, 1976.

Если допустить, как многие полагают, что в докембрии карбонатных пород существенно меньше и принять, например, цифру для их распространенности в 3,1% по объему (Ронов, Ярошевский, 1976), то количество пород с повышенным содержанием воды увеличится, среднее содержание воды в исходных породах повысится до 7,72%, а количество освобожденной воды при метаморфизме достигнет $0{,}430 \cdot 10^{24}$ г. Очевидно, что эта величина представляет возможный верхний предел выделения воды для рассматриваемых метаморфических пород.

В последние годы все больше публикуется данных о том, что процессы экзогенеза начались чрезвычайно рано в истории нашей планеты — еще в начальную стадию ее формирования. Следы наиболее ранних процессов, относимых к лунной стадии, удается наблюдать в веществе некоторых древнейших пород щитов (Муратов, 1975; Глуховский, Павловский, 1973; Розен, 1975 г. и др.). Постепенно становится все более очевидным, что и нижние горизонты земной коры (геофизический «базальтовый» или «гранулито-базитовый» слой) представляют собой слоистый комплекс вулканогенно-осадочных отложений. В качестве характерного примера такого рода образований можно рассматривать древнейшие образования Анабарского щита, который содержит карбонатиты, высокоглиноземистые породы и кварциты. Соотношение плагиогнейсов, основных кристаллических сланцев, гранулитов и гранитов составляет 2 : 1 : 1 : 1 (соответственно), в сумме они соотносятся с эклогитами как 4 : 1; карбонатиты и другие редкие типы пород составляют до 1% от общего количества пород (Лутц, 1975). Исходя из этого определено водосодержание исходных пород (табл. 5), равное 4,66 вес.%. С учетом сохранившейся после метаморфизма конституционной (0,90 вес.%) и поровой (0,37 вес.%) воды, общая потеря

Таблица 5

Содержание воды и объемные соотношения исходных пород для кристаллических комплексов нижней части земной коры континентов (геофизический «базальтовый» слой)

Породы	Общее содержание воды в исходных породах, вес. % H_2O	Для пород в общем объеме отложений***, об. %	Относительное содержание в каждом типе пород [(вес. % H_2O)·(об.%)]
Песчаники	6,70*	31,0	2,08
Глины	12,48*	16,0	2,00
Карбонаты	3,51*	1,0	0,04
Базальты	1,00**	36,0	0,36
Риолиты	1,12**	16,0	0,18
Среднее взвешенное на объем для всех пород	—	—	4,66

* См. табл. 4

** По А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому, 1976, с. 1172, 1173.

*** Рассчитано в соответствии с данными Б. Г. Лутца (1975, с. 45, 46) исходя из допущения, что плагиогнейсы и глиноземистые гранулиты соответствуют терригенным породам, основные кристаллические сланцы и эклогиты—базальтам, гранитоиды—риолитам, вместе с карбонатитами объединены высокоглиноземистые и другие редкие породы.

воды при метаморфизме составляет 3,39% от веса исходных пород. Потеря углекислоты определялась, как было рассмотрено выше, исходя из упомянутых выше содержаний CO_2 в песчаниках, глинах и карбонатных отложениях и из указанных в табл. 5 их объемных соотношений, что составляет 1,76 вес.% для 48% объема всех отложений. Исходя из массы базальтового слоя $11{,}89 \cdot 10^{24}$ г (Ронов, Ярошевский, 1976) и содержания вулканогенно-осадочных пород в 75% (Сидоренко, 1963) масса освобожденной воды при метаморфизме определится как: $11{,}89 \cdot 10^{24}$ г $(1+0{,}49 \cdot 0{,}176) \cdot (1+0{,}0339) \cdot 0{,}75 : 0{,}0339 = 0{,}316 \times \times 10^{24}$ г.

Обсуждение результатов и выводы

Полученные данные показывают, что при формировании нижних и верхних горизонтов континентальной земной коры захоронялись огромные количества воды, весьма близкие к тем, которые рассчитаны для поровых вод неметаморфизованных отложений и составляют около 20% всей гидросферы (табл. 6).

Таблица

Количество захороненных вод в неметаморфизованных отложениях неогея и в исходных докембрийских породах кристаллических комплексов щитов

Захороненные воды	Масса, 10^{24} г	Доля от общей массы гидросферы, вес. %	Массы пород, соответствующих континентальной коре, 10^{24} г	Предполагаемый интервал времени формирования, млрд. лет
Поровые воды неметаморфизованных отложений	0,33*	18,8*	3,44**	1,6—0
Вода, освобожденная при метаморфизме из пород, составляющих верхнюю часть земной коры континентов (геофизический «гранитный» слой)	0,388	22,6	9,23	3,5—1,6
Вода, выделившаяся при метаморфизме из пород, составляющих нижнюю часть земной коры континентов (геофизический «базальтовый» слой)	0,316	18,4	11,89	4,5—3,5
Общее количество воды, освобожденной при метаморфизме пород докембрия	0,704	41,0	—	—
Количество воды, захороненной в горных породах земной коры за всю историю Земли	1,034	59,8	—	—

* По Р. Гаррелсу и Ф. Маккензи (1974, с. 85)] для сопоставления: общая масса гидросферы составляет $1{,}72 \cdot 10^{24}$ г, в том числе океаны —$1{,}37 \cdot 10^{24}$ г, льды, реки, озера, вода в атмосфере— $0{,}02 \cdot 10^{24}$ г.

** Включена масса горных пород, характеризующих чехол платформ с дорифейским фундаментом ($0{,}51 \cdot 10^{24}$г), рифейско-палеозойские и мезозойско-кайнозойские геосинклинали ($1{,}34 \cdot 10^{24}$г), шельф и материковый склон ($0{,}40 \cdot 10^{24}$ г), слои I и II океанической коры ($1{,}19 \cdot 10^{24}$г), по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому (1976).

Они на полтора порядка превышают массу льда, рек, озер и воды в атмосфере вместе взятых. Количество воды, захороненной в горных породах за всю историю Земли, составляет 60% всей гидросферы, и можно полагать, что на протяжении почти всей геологической истории Земли существование свободных вод океана обусловливало ход процессов выветривания и осадконакопления.

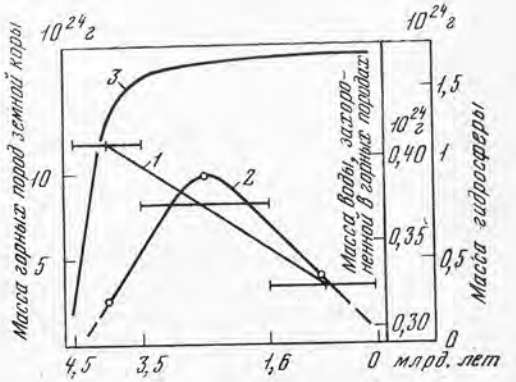


Рис. 5. Схема соотношений во времени массы горных пород земной коры (*1*), воды, захороненной в горных породах (*2*), и гидросферы Земли (*3*)

Выявляется определенная связь между массами горных пород, захороненных вод и возрастом отложений. Можно допустить, как это вытекает из геологических и радиологических данных, что нижняя часть земной коры континентов (геофизический «базальтовый» слой) сформировалась в целом раньше, чем верхняя (геофизический «гранитный» слой), т. е. до 3,5 млрд. лет назад, а последняя формировалась в интервале 3,5—1,6 млрд. лет. Это представление отражено в табл. 6 и на рис. 5. Устанавливается линейная зависимость: масса земной коры, формирующаяся в единицу времени, уменьшается с омоложением возраста пород. В первом приближении эту линейную зависимость можно объяснить уменьшением интенсивности новообразования и разрастания сиалической коры, что, возможно, вызвано уменьшением поступления глубинного материала на поверхность в пределах обширных площадей мощной континентальной коры. Лишь иногда здесь прорывается снизу трапповый материал, но в рассматриваемых масштабах его влияние на осадконакопление совершенно незначительно. Таким образом, открывается возможность проинтерпретировать полученные цифры по балансу воды.

Объем воды, захороненной в самом начальном этапе формирования земной коры, оказывается грандиозным и вполне сопоставимым с объемом захороненных вод неметаморфизованных отложений, а последние образовались, как известно, в условиях избытка воды и существования открытого океана с примерно современной соленостью.

Однако по сравнению с общей массой горных пород, составивших земную кору этого времени, указанное количество оказывается непропорционально малым (рис. 5). Это несоответствие можно объяснить преобладанием базальтоидов и других вулканитов среди стратифицированных отложений той эпохи. Решению этого вопроса могли бы способствовать исследования первичной природы гранулито-базитовых комплексов. Можно также предполагать, что выветривание на суше, этот главный источник терригенных отложений, протекало при избытке CO_2 и дефиците воды, что, вероятно, приводило к появлению высокозрелых и маловодных осадков — чисто кварцевых песков и карбонатов при относительно небольших количествах высокоглиноземистых отложений. Если допустить, что в зонах выветривания преобладали гипербазиты, то при интенсивной денудации можно было бы ожидать появление обильных толщ серпентинитовых песчаников (в метаморфических комплексах сегодня их обычно относят к первично магматическим перидотитам). Можно также думать, что при разложении указанных исходных пород возникали существенно нонтронитовые и железистые отложения, причем их количество, по-видимому, не было особенно большим.

Геологически гораздо лучше изучены отложения более позднего этапа, начавшегося около 3,5 млрд. лет назад, когда уже во многих местах появились первые характерные ассоциации осадочных горных пород, первые геологически документируемые признаки выветривания и накопления разнообразных, в том числе и кислых вулканических пород, возникших, по-видимому, в условиях кислородной атмосферы и функционирования первых организмов (Сидоренко и др., 1973). Соотношения между массами коры и захороненной воды, характерные для этого этапа, обнаруживают определенное сходство с подобными параметрами для неогея. Это объясняется сходством составов пород и соотношений между ними.

Полученные данные позволяют обратиться к некоторым вопросам последовательности формирования гидросферы. По-видимому, уже на самых ранних этапах становления земной коры существовала некоторая гидросфера в достаточно заметных объемах. Уже к рубежу 3,5 млрд. лет назад ее параметры, включая, очевидно, и общий объем, в значительной мере приблизились к современным. Этот вывод рассматривался ранее (Сидоренко и др., 1973) и подтверждается приведенными выше данными. По-видимому, дегазация первичного протопланетного вещества и возникновение первичных газово-жидких оболочек Земли протекали сравнительно быстро и закончились в основном на самых ранних этапах формирования планеты. Последующие события добавляли уже сравнительно немного. Это представление чисто качественно отражено на рис. 5 в форме кривой для массы гидросферы.

Еще раз подчеркнем, что значительная часть захороненных

вод в погружающихся отложениях вступала в область подвижности и мобилизации, создавая вместе с растворенными веществами аутигенный флюидальный поток. Этот поток обусловливал такие исключительно важные факторы образования земной коры, как понижение температур плавления, региональный палингенез, выплавление гранитоидов на огромных площадях и возникновение разнообразных рудоносных растворов, обусловивших в значительной части рудоносность метаморфических комплексов древних щитов.

* * *

Полученные данные указывают на единство геологических процессов в течение всей обозримой истории земной коры и вместе с тем создают предпосылки для изучения эволюции седиментогенеза, метаморфизма и рудообразования начиная с древнейших этапов формирования земной коры.

Развитие знаний в области осадочной геологии докембрия привело к рождению нового учения о ведущей и определяющей роли в формировании земной коры экзогенных, биогенных и метаморфических процессов, что, безусловно, открывает перед исследователями совершенно новые перспективы понимания и познания процессов развития и эволюции земной коры, формирования ее главных оболочек — атмосферы, гидросферы, литосферы, биосферы, круговорота вещества в этих оболочках и т. п. Полученные данные показывают, что все наружные оболочки земной коры находятся в тесной генетической, исторической и эволюционной связи друг с другом. Исключительное значение имеет биосфера. Развитие и эволюция жизни на Земле генетически связаны с геологической формой развития земного вещества и являются обязательной составной частью реализации эволюции планет «земного типа».

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПЕРВИЧНО ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДОКЕМБРИЯ

Глава I

АМФИБОЛИТЫ ДОКЕМБРИЯ

ПРИНЦИПЫ ДИАГНОСТИКИ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ АМФИБОЛИТОВ

В главе рассматривается современное состояние проблемы происхождения параамфиболитов докембрия, геологические и петрохимико-геохимические принципы выделения этих пород, а также формационно-фациальные и палеогеографические условия формирования и накопления соответствующих первичных осадков.

Предпосылки к исследованию первичной природы амфиболитов докембрия

Решение альтернативы «орто» — «пара» для метаморфических пород предполагает равноценную информацию об исходных породах как изверженных, так и осадочных. Между тем отсутствие данных по осадочным породам, которые могли бы превратиться в параамфиболиты, заставило исследователей, например Б. Лика (Leake, 1964), отказаться от поисков достоверных критериев различий пара- и ортоамфиболитов, основанных на петрохимии и геохимии этих пород. Многим представлялась справедливой мысль о том, что раз такие породы неизвестны, значит, их и нет в природе, а тогда и все амфиболиты, естественно, являются изначально магматическими породами или были до метаморфизма продуктами прямого физического разрушения последних. В то же время накапливались факты, свидетельствующие о возможной первично осадочной природе амфиболитов. Вплотную к пониманию значения осадочных пород подошли Ф. Эккелман, А. Полдерварт и У. Френсис (Eckelman, Poldervaart, 1957; Francis, 1958), отметившие сходство некоторых силикатных анализов красноцветов и амфиболитов, но частные расхождения анализов были приняты ими за принципиальные

различия, и они предположили в качестве исходных теоретически возможные, но экзотические отложения.

Ф. Калсбик (Kalsbeek, 1965), указывая по петрохимическим данным на магматическую природу изученных им амфиболитов, одновременно отмечает присутствие в них окатанных цирконов, что свидетельствует об образовании этих пород при метаморфизме осадков. Однако этот парадокс остался в общем без ответа, как и факт обнаружения остатков раковин *Spirifer* в амфиболитовых (гранат-цоизит-амфибол-плагиоклазовых) включениях среди слюдяных сланцев (Billings, Cleaves, 1935; Bucher, 1953). Эти и многие другие подобные факты свидетельствуют в пользу гипотезы о существовании собственно параамфиболитов. Ранее нами были предприняты поиски возможных осадочных аналогов (эквивалентов) амфиболитов (Сидоренко и др., 1968).

Определяя амфиболиты как метаморфические породы основного состава[1], содержащие главным образом роговую обманку и плагиоклаз, мы должны в первую очередь отметить, что изучение метаморфических пород именно этого типа привело к формированию существующих представлений о фациях метаморфизма, которые за немногим исключением названы по характерным породам этого состава. Вместе с тем вопрос об их происхождении является, пожалуй, одним из наиболее сложных и запутанных. Ясно поэтому, что изучение амфиболитов составляет в настоящее время одно из наиболее важных направлений в исследовании докембрия, в особенности осадочной геологии и литологии докембрия (Пара- и ортоамфиболиты..., 1972).

Амфиболиты являются наиболее характерным и изученным примером пород рассматриваемого типа. По оценке А. Полдерварта (1957), учитывающей расчеты Седерхольма для Финляндии (Sederholm, 1925) и Гроута для Канады (Grout, 1938), древние кристаллические щиты состоят преимущественно из кварц-полевошпатовых гнейсов и амфиболитов в соотношении 4 : 1. Известны данные Барта (Barth, 1963) для Южной Норвегии (цифры основаны на расчетах площадей): гнейсы и гранитоиды — 85%, кварциты — 12%, амфиболиты, анортозиты и т. п.— около 3%. В Казахстане (Кокчетавский массив; Розен, 1969) амфиболиты составляют около $^1/_6$ стратифицированного разреза докембрия, сложенного главным образом гнейсами и слюдяными сланцами (без учета амфиболитов, образовавшихся по интрузивным породам). На Кольском полуострове эти породы слагают 21,3% мощности стратиграфического разреза Полмостундровского синклинория, достигая 30,7% в пределах сланцевого комплекса Кейвского синклинория, что в целом (наряду с вышеприведенными данными) позволяет оценить распространенность амфиболитов среди метаморфических пород до-

[1] Содержание кремнезема 45—55% (Holmes, 1928; Hatch, Wells, 1939).

кембрия цифрой 20% (Пара- и ортоамфиболиты..., 1972). С этими величинами, по-видимому, вполне сопоставима распространенность основных пород в гранулитовой фации метаморфизма, о чем свидетельствуют данные о двупироксеновых кристаллических сланцах и об эклогитовых породах из древнейших комплексов докембрия.

Очевидно, что установление происхождения согласно залегающих залежей основных пород в слоистых комплексах докембрия состоит в отнесении конкретных типов этих пород к одной из трех главных групп: эффузивной, вулканогенно-осадочной или к собственно осадочной. Поскольку структурно-текстурные признаки в ряде случаев не сохраняются, основной упор в решении проблемы должен быть сделан на особенности вещественного состава; петрохимические и геохимические методы представляются наиболее перспективными. Не углубляясь более в вопросы истории исследования амфиболитов, отметим, что указанные положения о трех возможных типах исходных пород, при внимательном рассмотрении, вскрывают некоторые принципиальные стороны рассматриваемой проблемы.

Прежде всего, каким может быть исследование петрохимии и геохимии с целью получения окончательного решения? Очевидно, что необходимо установление тождества с неметаморфизованными эквивалентами амфиболитов, происхождение которых сомнений не вызывает. Представляется весьма вероятным, что в силу процессов разделения элементов при выветривании и осадконакоплении первично магматические породы будут отличаться от первично осадочных, а смешанные — вулканогенно-осадочные — отложения будут, как можно пока лишь предполагать, нести некоторые промежуточные черты. Однако их исследования являются еще делом будущего, поскольку почти до самого последнего времени практически никаких данных о реальных осадочных эквивалентах рассматриваемых пород не было известно. Как упоминалось выше, это вынудило Б. Лика отказаться от продолжения исследований в силу отсутствия сопоставимых эмпирических данных по соответствующим осадочным породам (Leake, 1964).

Необходимость изучения первичной природы амфиболитов заставила исследователей искать другие пути, из которых главным образом использовались два: 1) сопоставление только с магматическими породами, поскольку их петрохимическая систематика хорошо разработана и 2) сравнение типов амфиболитов между собой с целью выявления тех признаков, которые указывают на различия в происхождении. Оба пути, по существу, предполагают, что совпадение признаков метаморфических и магматических пород — есть доказательство магматической природы (так как другие петрохимические и геохимические признаки достоверно не известны), тогда как несовпадение рассматривается в большинстве случаев как признак седиментогенного

(или иного) происхождения этих пород. В своем естественном продолжении эта линия рассуждений приводит к выводу об отсутствии седиментогенных пород основного состава (Рош, 1972), так как на определенном уровне обобщения имеющихся петрохимических и геохимических данных все метаморфические породы основного состава становятся похожими на магматические эквиваленты (Moine, Roche, 1968). Далее, по-видимому, нет необходимости останавливаться на несложных в методическом отношении сопоставлениях амфиболитов и основных магматических пород, поскольку этому, в общем совершенно ясному вопросу посвящен чрезвычайно обширный круг исследований. Кроме того очевидно, что если существуют параамфиболиты, а об их широкой распространенности имеется немало данных (Пара- и ортоамфиболиты..., 1972), то существует и группа соответствующих осадочных отложений, о которых нам до сих пор практически ничего не известно. Тем не менее они должны быть изучены с такой степенью детальности и в таком объеме, чтобы можно было создать петрохимическую систематику этих мало известных отложений.

Общность главных сторон осадконакопления в докембрии и фанерозое, определяющая единый историко-геологический принцип изучения разновозрастных осадочных пород, позволила достаточно подробно рассмотреть эти вопросы и сравнительно недавно впервые указать на один широко распространенный вероятный тип интересующих нас пород, которые получили название осадочных аналогов, или эквивалентов метаморфических пород основного состава (Сидоренко и др., 1968; Сидоренко, 1969).

Осадочные эквиваленты амфиболитов

Как показали наши исследования (Сидоренко и др., 1968; Созинов, 1975а; Розен и др., 1976), реальные осадочные породы, которые можно считать химическими эквивалентами метаморфических пород основного состава, широко развиты в возрастном интервале от позднего докембрия до современных осадков и представлены по составу смешанными карбонатно-глинистыми и глинистыми породами (табл. 7).

Среди отложений позднего докембрия они встречаются в миогеосинклинальных сидеритоносных формациях докембрийского Кокчетавского массива (анализ 1, 4) и Бакало-Саткинского района западного склона Южного Урала (анализ 2). Подобные по химизму образования в палеозойских отложениях изучены среди пермских (анализ 3) красноцветов Русской платформы и верхнепалеозойских флишевых толщ Предуралья (анализ 6). Аналогичные по составу отложения мезозойского и кайнозойского возраста известны в платформенном чехле эпигерцинских структур (анализ 5), передовых прогибах этих платформ (анализ 7), межгорных впадинах и т. д. Рассматриваемые

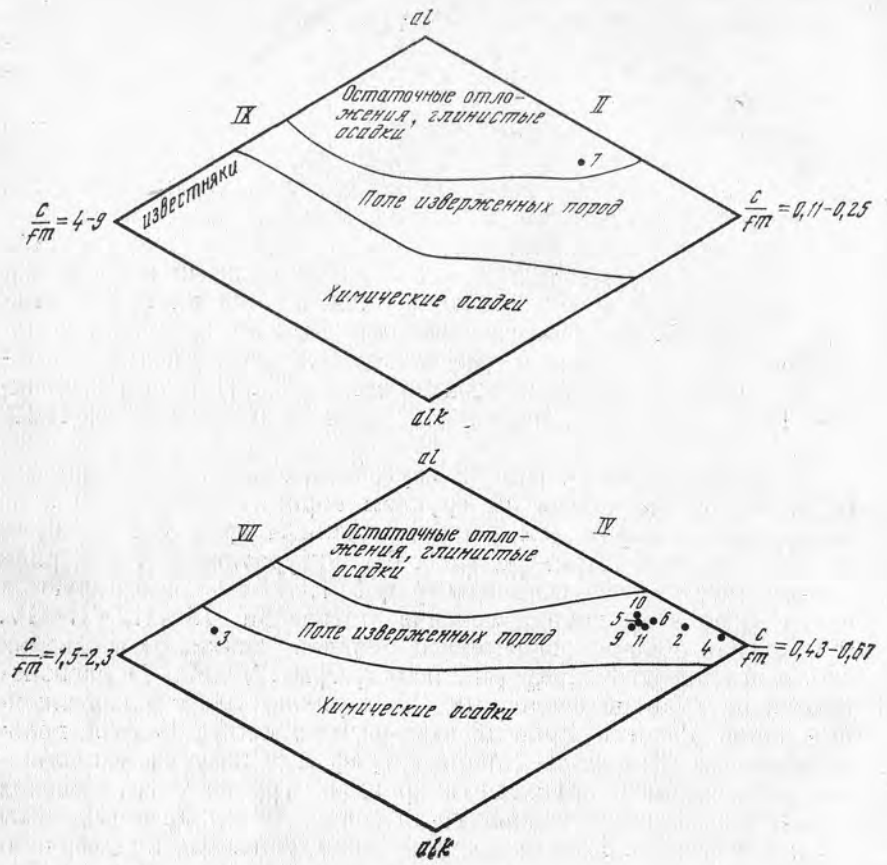
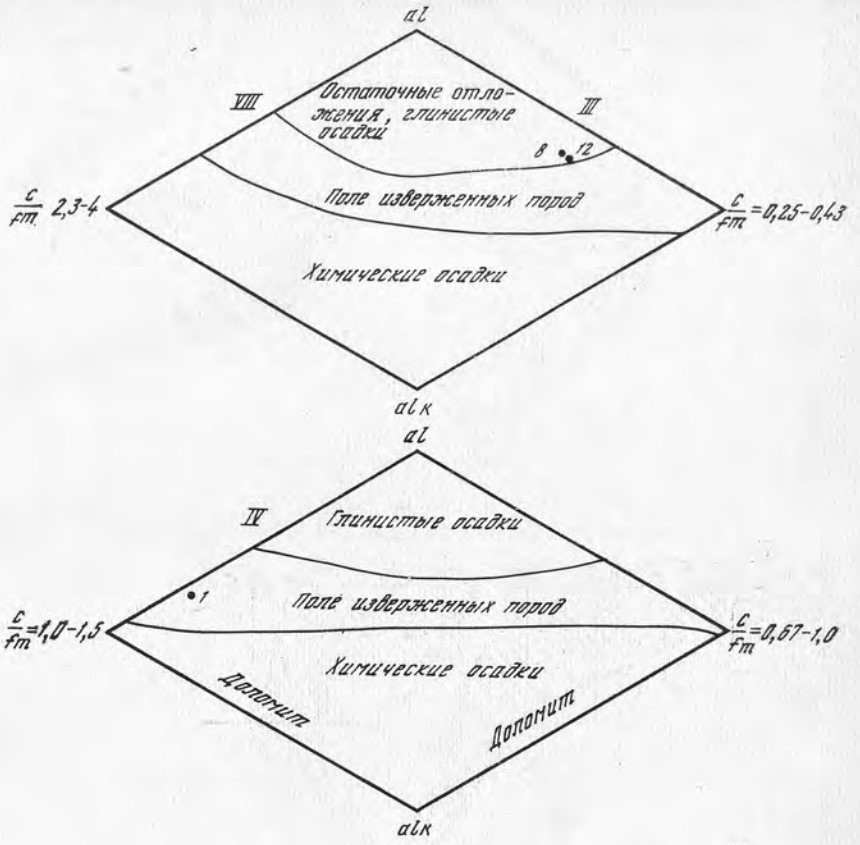


Рис. 6. Положение фигуративных точек некоторых разновидностей глинистых пород, амфиболитов, базальтов и габбро на развернутых сечениях тетраэдра П. Ниггли

На рис. 6—8 — номера фигуративных точек (*1—12*) соответствуют номерам анализов пород, приведенных в табл. 7.

Фигуративные точки других разновидностей глинистых пород (анализы граф 5, 7, 8, табл. 7) на диаграмме $CaO—Al_2O_3$ расположились в поле магматических пород, на диаграмме $CaO—(FeO+Fe_2O_3)$ — в поле неопределенности, на диаграмме $MgO—(Fe_2O_3+FeO)$ — в поле неопределенности (анализы граф 7, 8, табл. 7) и в поле магматических пород (анализы графы 5. табл. 7), на диаграмме $(Na_2O+K_2O)—CaO$ все анализы лежат в поле магматических пород основного состава. При расшифровке природы метаморфических пород, изохимичных аналогичным глинистым породам, при помощи указанных диаграмм природа таких пород будет ошибочно определена как магматическая.



Фигуративные точки лишь некоторых разновидностей глинистых пород (анализы граф, 3, 12, табл. 7) лежат или в поле магматических пород, или в поле неопределенности, или в поле осадочных пород и, следовательно, вопрос о природе метаморфических пород, изохимичных аналогичным породам, не может быть решен определенно.

При построении диаграмм (рис. 8) сделано допущение (Балашов и др., 1972), что при региональном метаморфизме происходит смена минеральных ассоциаций, сопровождающаяся изменением массы высокоподвижных компонентов: H_2O, CO_2, K_2O и Na_2O. Координатами этой диаграммы служат атомные количества малоподвижных петрогенных элементов: Al+Fe+Ti и Ca+Mg. На диаграммах выделена область, характеризующаяся минеральными ассоциациями амфиболитов и гранатовых амфиболитов, типичных для условий амфиболитовой фации регионального метаморфизма (см. рис. 8).

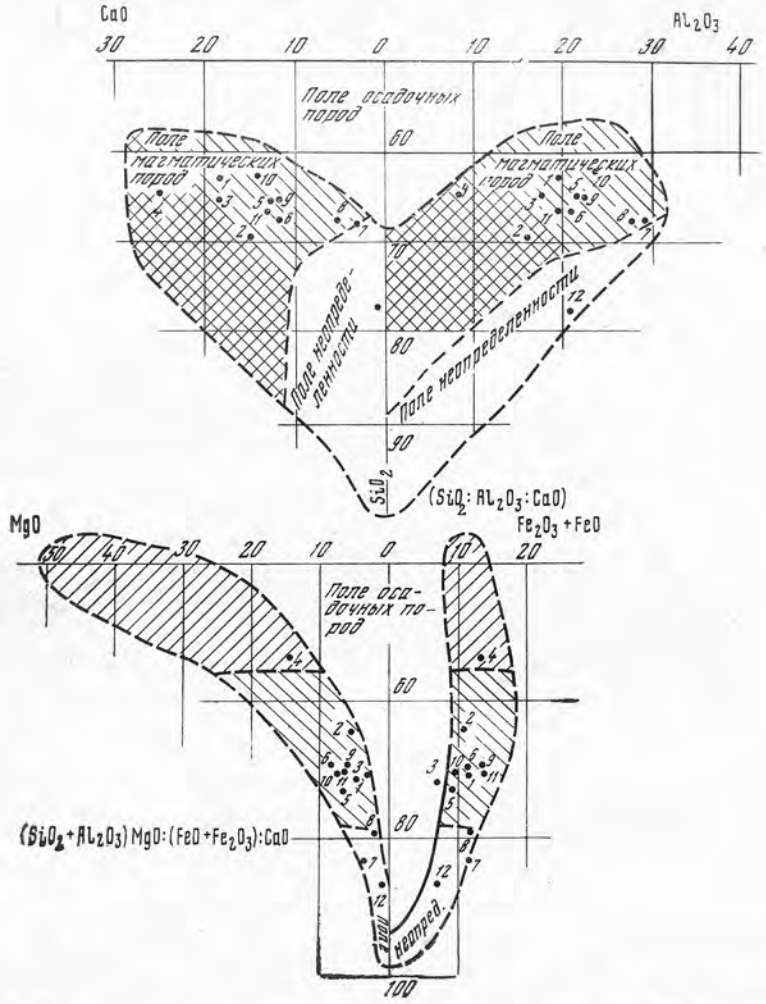
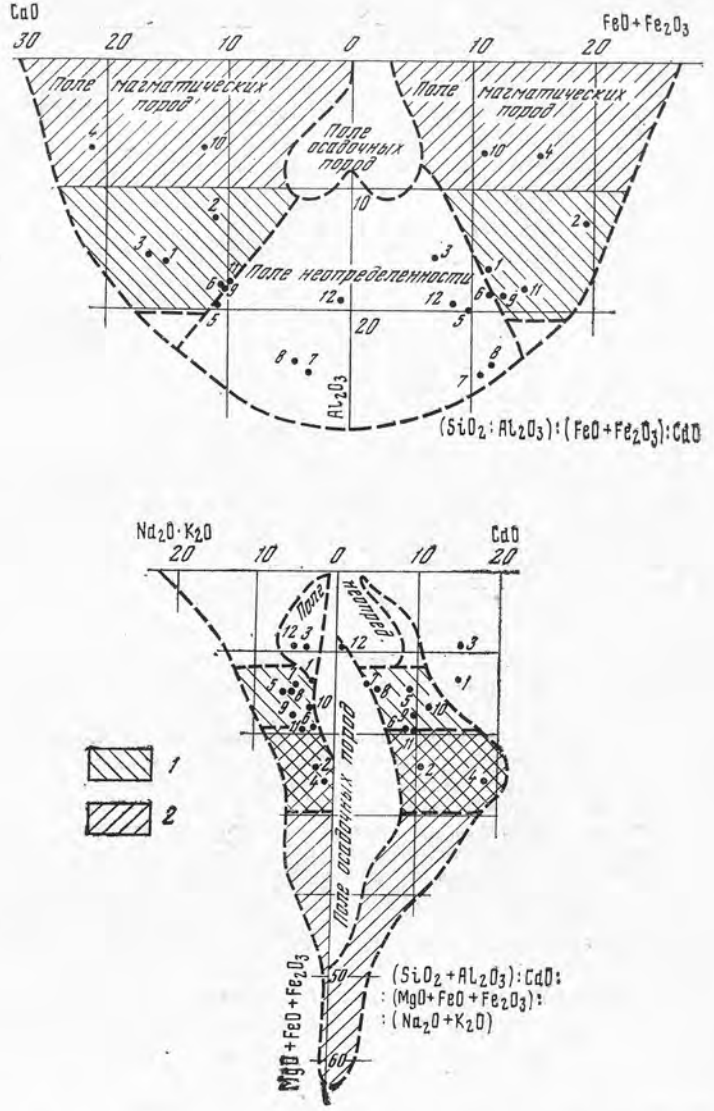


Рис. 7. Диаграммы соотношения петрогенных окислов (по Н. А. Доморацкому, 1964, упрощено) в некоторых разновидностях глинистых пород, амфиболитах, базальтах и габбро

1, 2 — участки магматических пород: *1* — основного, среднего и щелочного составов, *2* — ультраосновного состава

При нанесении результатов анализов глинистых и глинисто-карбонатных пород (см. табл. 7) оказалось, что в выделенную область распространения амфиболитов и гранатовых амфиболитов попадает большая часть изученных пород (анализы граф 1—3, 5, 6, табл. 7). Более того, ряд фигуративных точек (анализы граф 1, 2, 5, 6, табл. 7) на предложенной диаграмме попадает в поле основных изверженных пород максимальной концентра-



ции (см. рис. 8, поле II), а фигуративная точка филлитовидных глинистых сланцев позднего докембрия Кокчетавского массива — в поле ультраосновного состава (анализы графы 4, табл. 7). Естественно, что природа метаморфических пород, изохимичных рассматриваемым глинистым породам, будет также ошибочно определена как магматическая.

Таким образом, изученные отложения при метаморфизме могут быть преобразованы в метаморфические породы основного

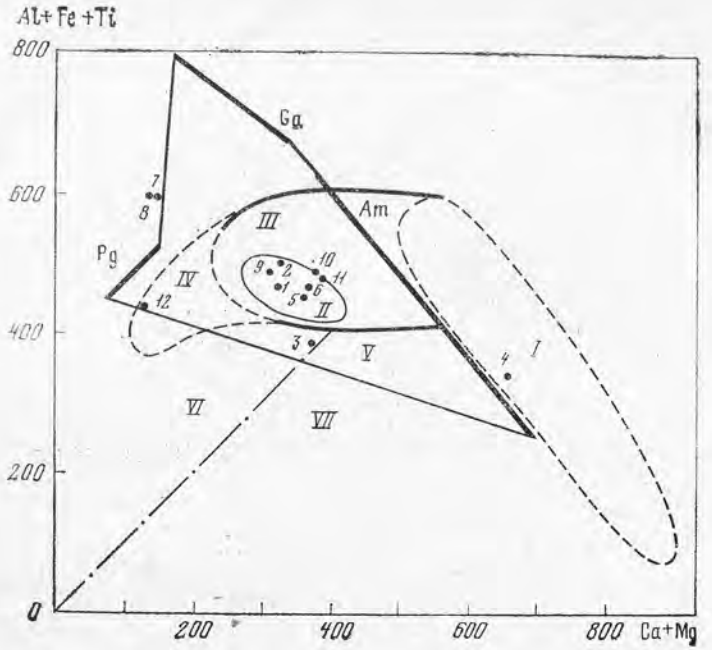


Рис. 8. Диаграмма распределения составов горных пород относительно области устойчивости амфиболитов и гранатовых амфиболитов, по Ю. А. Балашову с соавторами (1972)

I — ультраосновных; *II*, *III* — основных (*II* — поле максимальной концентрации составов, *III* — с учетом всевозможных разновидностей); *IV* — средних изверженных пород, а также песчано-глинистых граувакк, пелитовых туфов; *V* — туфогенных песчаников, основных полимиктовых песчаников (граувакки основного состава), известковых туфов; *VI* — глин, аргиллитов, алевролитов, аркозовых и мергелистых песчаников; *VII* — глинистых доломитовых и известковистых мергелей. Область устойчивости амфиболитов и гранатовых амфиболитов ограничена линиями переменных составов: роговой обманки (Am), олигоклаз-андезина (Pg) и граната (Ga)

состава, например в амфиболиты или двупироксеновые кристаллические сланцы, что подтверждается и пересчетами их химического состава на минеральный состав амфиболитовой и гранулитовой фации (табл. 8).

Перечисленные типы осадочных пород действительно могут рассматриваться в качестве реальных осадочных эквивалентов метаморфических пород основного состава. Они являются достаточно широко распространенными образованиями в неметаморфизованных отложениях позднего докембрия и фанерозоя. По условиям формирования среди них выделяются континентальные и морские отложения. Некоторые типы карбонатно-глинистых и глинистых осадков, сформированные в континентальных аридных условиях, являются полностью изохимичными по составу

метаморфическим парапородам основного ряда. Состав отдельных типов осадков, сформированных в морских бассейнах, лишь частично приближается к составу метаморфических парапород основного ряда. Отличия отмечаются в соотношении щелочей — калий в них всегда или почти всегда преобладает над натрием. Существенно здесь то, что в противоположность общепринятым представлениям о глинистых отложениях, среди рассматриваемых пород нередки разновидности с преобладанием натрия (обычно теряющиеся при вычислении средних составов, например, 3, табл. 7). При этом несоответствие соотношения щелочей (калия больше натрия) может быть полностью снивелировано в процессе метаморфизма. Об этом косвенно свидетельствуют эксперименты Орвилла (Orville, 1963), поскольку доля калия в растворе увеличивается с ростом анортитовой составляющей (Добрецов, Соболев, 1970). Это выявляется и при рассмотрении данных, приведенных ниже. Отчетливо выявляется общее понижение содержания суммы щелочей от среднего базальта к ортоамфиболиту и чрезвычайно низкое значение отношения K_2O/Na_2O в последнем (вдвое ниже, чем в базальтах). Это, по-видимому, указывает на некоторые направленные изменения при метаморфизме пород основного состава, что хорошо согласуется с упомянутыми выше экспериментальными данными по вариациям в составе щелочей при метаморфизме в зависимости от состава пород (Orville, 1963). С этой тенденцией в ортоамфиболитах совпадают выявленные изменения в седиментогенном ряду (осадочный эквивалент→параамфиболит). Характерно, что отношение K_2O/Na_2O в осадочных эквивалентах амфиболитов (1,9) резко сдвинуто по сравнению с глинистыми породами (3,1) в сторону основных магматических пород.

Изучение вещественного состава реальных осадочных эквивалентов амфиболитов показывает, что осадки, накопившиеся в условиях аридного или семиаридного климата, характеризуются в глинистой фракции преобладанием смешаннослойных образований (монтмориллонит+гидрослюда) и палыгорскита. В этих же породах присутствуют доломит и гидроокислы железа. Сопоставление реального минералогического состава этих пород с нормативным компонентным составом параамфиболитов (табл. 9) показывает их несомненную близость. В ряде случаев особенности состава осадков обусловлены повышенным содержанием обломков слабоустойчивых минералов (хлорит, роговая обманка, пироксен), указывающих на унаследованность определенных черт этих осадков от состава пород области сноса. Иногда эта специфика обусловлена наличием сидерита — анкерита.

Имеющиеся в литературе указания на исходные осадочные породы («мергелистые», «железисто-мергелистые» и т. п.; более подробно см.: Пара- и ортоамфиболиты..., 1972) не позволяют конкретизировать представления о литологическом типе осадка

и условиях его седиментации. Использование метода литохимического пересчета (Розен, 1970) дает возможность с достаточной степенью точности определить вероятное соотношение компонентов в исходной породе. Можно показать, что для ряда характерных метаморфических пород основного состава (табл. 9) исходные породы должны были быть существенно глинистыми (около 60% глинистого компонента) и могли содержать от 4 до 17% свободного кремнезема (возможно обломочного кварца), около 22% карбонатного компонента (кальцита или доломита) и от 3 до 15% железистого компонента (например, лимонита

Таблица 8

Результаты расчета нормативных ассоциаций минералов амфиболитовой (а) и гранулитовой (б) фаций для осадочных аналогов метаморфических пород основного состава и усредненного состава амфиболита

Минералы	Сидеритоносные отложения (7 анализов)		Сидеритоносные отложения (5 анализов)		Глина (6 анализов)		Карбонатно-глинистые отложения, обогащенные пиритом (3 анализа)	
	а	б	а	б	а	б	а	б
	1	2	3	4	5	6	7	8
Роговая обманка *	23,69	—	47,25	—	3,5	—	43,18	—
Биотит	—	—	11,60	—	—	—	—	—
Диопсид	23,20	32,62	5,40	15,98	35,80	35,40	9,12	19,92
Гиперстен	—	—	—	32,96	—	2,0	—	16,16
Гранат	—	10,97	—	—	—	—	—	—
Сумма ** цветных минералов	46,89	43,59	64,25	48,94	39,30	37,40	52,30	36,08
Анортит	27,37	28,70	14,05	26,76	23,55	24,95	15,93	31,33
Альбит	9,25	9,25	3,10	3,20	19,30	19,30	11,85	11,85
Ортоклаз	9,80	9,80	4,50	11,70	11,20	11,20	17,65	17,65
Сумма полевых шпатов	46,40	47,75	21,75	41,65	54,05	54,45	45,43	60,83
Силлиманит	—	—	—	—	—	—	—	—
Кварц	4,03	5,90	5,0	5,06	2,90	3,40	—	—
Апатит	0,15	0,15	0,30	0,30	2,25	2,25	0,28	0,28
Сфен	2,37	2,61	—	4,05	1,50	1,50	1,02	1,02
Ильменит	0,16	—	2,70	—	—	—	—	—
Магнетит	—	—	—	—	—	—	0,97	0,79

* Исходный состав в окислах см. табл. 7. ** Сумма приведена к 100%.

Примечание. Пересчет выполнен по методу П. Ниггли с упрощениями Т. Барта. Графы горизонт; 7, 8— девон Казахстана и Татарии; 9, 10— олигоцен Мангышлака, майкопская свита; Полдерварт, 1957.

или сидерита). По номенклатуре, принятой в литологии, это — карбонатные глины с содержанием «нерастворимого остатка» 65—75% и заметной примесью железистого компонента. В основу пересчета положены теоретические составы минералов (карбонатов и др.) и реальные химические составы типоморфных глинистых фракций по М. Ф. Викуловой (1958). Состав этих фракций может заметно варьировать, поэтому реальные осадочные эквиваленты метаморфических пород основного состава могут несколько отличаться от теоретически вычисленных по компонентному составу.

В качестве примера, характеризующего реальные осадочные эквиваленты рассматриваемых пород, можно привести результаты исследований глинистых отложений заунгузской свиты нео-

Глинистые отложения (7 анализов)		Глины (4 анализа)		Современные осадки, среднее (8 анализов)		Амфиболит, среднее (200 анализов)	
а	б	а	б	а	б	а	б
9	10	11	12	13	14	15	16
15,0	—	56,13	—	26,13	—	50,63	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	10,52	—	10,08	—	—	—	15,29
—	—	—	27,10	—	—	—	17,86
24,78	26,60	2,30		14,32	2,00	2,00	
39,78	37,12	58,43	37,18	40,45	33,16	52,63	33,15
—	—	6,64	27,89	—	17,45	5,83	26,74
7,40	7,40	19,20	19,20	27,15	17,15	26,45	26,45
24,25	24,25	14,25	14,25	12,85	12,85	6,75	6,55
31,65	31,65	40,09	61,34	39,99	57,45	39,03	59,94
16,13	18,23	—	—	14,33	0,54	—	—
9,81	11,10	—	—	3,34	6,81	5,48	—
0,74	0,74	0,28	0,28	—	—	0,60	0,60
1,89	—	—	—	1,89	1,89	—	—
—	1,26	1,20	1,20		—	2,26	2,26
—	—	—	—	—	—	—	4,05

1, 2— Кокчетавский массив; 3, 4— Южный Урал; 5, 6— пермь Русской платформы, сухонский 11, 12— неоген Туркмении, заунгузская свита; 13, 14— илы современных водоемов; 15, 16—

гена Туркмении (Розен и др., 1976). По химическому составу эти породы соответствуют метаморфическим породам основного ряда. Обычны разновидности, в которых натрий преобладает над калием. По компонентному составу эти осадочные отложения близки к вычисленным теоретическим соотношениям: «нерастворимый остаток» составляет 75—78% (50% глинистый компонент — палыгорскит, монтмориллонит, гидрослюды и 25—29% — обломочный кварц, а также полевые шпаты и слюды), карбонатный компонент (доломит) — 15—18% и железистый компонент — лимонит — 5—7%. Приведенные выше пересчеты свидетельствуют о том, что из рассмотренных карбонатно-глинистых осадочных эквивалентов в условиях метаморфизма должны возникать

Таблица 9

Нормативный компонентный состав (в вес.%) предполагаемых исходных осадочных пород для метаморфических пород основного состава (с учетом поправки на содержание летучих компонентов)

Окислы (вес. %)	Амфиболит, среднее из 200 анализов (Полдерварт, 1957) *	Параамфиболит, среднее из 55 анализов (Lapadu-Hargues, 1953) *
SiO_2	50,3	49,6
TiO_2	1,6	1,5
Al_2O_3	15,7	14,4
Fe_2O_3	3,6	3,25
FeO	7,8	10,45
MnO	0,2	—
MgO	7,0	7,8
CaO	9,5	10,1
Na_2O	2,9	2,3
K_2O	1,1	0,6
P_2O_5	0,3	—
П. п. п.	—	—
Сумма	100,00	100,00
Обломочный компонент:		
кремнезем	5,63	3,51
Глинистый компонент:		
монтмориллонитовая глина	48,64	54,45
гидрослюдистая глина	16,37	8,25
каолинитовая глина	0,09	
Карбонатный компонент:		
доломит	17,63	19,74
кальцит	3,62	3,1
Железистый компонент:		
гидроокислы железа (лимонит)	8,02	10,95
Расхождение с исходным анализом ***	$Na_2O + 1,26$	$Na_2O + 0,53$ $Al_2O_3 - 0,65$

* Приведено к 100%. ** Приведены только главные окислы. *** Расхождение с исходным анализом (+ — избыток, — — недостаток по отношению к результатам пересчета).

ассоциации минералов, соответствующие тем, которые известны для метаморфических пород основного состава.

Таким образом, есть все основания полагать, что параамфиболиты имеют свои осадочные эквиваленты в виде карбонатно-глинистых отложений. Вероятность образования амфиболитов из карбонатно-глинистых отложений вытекает также из полученных в последнее время результатов исследования соотношения изотопов кислорода (Сидоренко и др., 1972).

Геохимические особенности амфиболитов и их неметаморфизованных эквивалентов

Подробная библиография и критический анализ литературных данных наряду с некоторыми предлагаемыми путями в исследовании первичной природы амфиболитов помещены в более

Параамфиболит, среднее из 55 анализов (Дагелайский, 1965) **	Параамфиболит, среднее из 11 анализов (Шоу, 1968)	Эклогит берлыкской свиты зерендинской серии Кокчетавского массива, среднее из 25 анализов (Серых, Розен, 1969)	Эклогит жолдыбайской свиты зерендинской серии Кокчетавского массива, среднее из 29 анализов (Серых, Розен, 1969)
48,7	55,01	49,04	48,44
1,5	0,77	1,43	2,02
14,2	13,27	14,40	14,40
3,2	1,44	2,60	2,89
10,3	4,46	0,95	13,38
—	0,10	0,23	0,24
7,7	4,74	7,25	5,50
9,9	11,12	10,94	10,66
2,3	3,28	1,64	1,64
0,6	0,94	0,37	0,29
—	—	0,22	0,24
—	—	1,04	0,44
98,40	95,30	100,11	100,14
3,47	17,81	6,11	6,66
54,42	42,23	47,68	48,38
8,25	15,32	4,14	2,74
	0,09	6,22	6,31
19,94	10,62	19,26	12,84
2,93	11,03	4,77	8,03
10,99	2,9	11,82	15,04
$Na_2O + 0,57$ $Al_2O_3 - 0,61$	$Na_2O + 1,99$	$Na_2O + 0,09$ $Al_2O_3 - 0,94$	$Na_2O + 0,11$ $Al_2O_3 - 0,62$

ранних работах (Пара- и ортоамфиболиты..., 1972; Горбачев, 1973а, б; 1975). Приводимый ниже аналитический материал, представленный в виде обобщенных средних данных (табл. 10, 11, охватывает в значительной мере, см. табл. 17) литературные данные, а также материалы по амфиболитам сортавальской, ладожской, гимольской, парандовской серий, хизоварской и хирвинаволокской свит нижнего протерозоя Карелии.

Таблица 10

Средний состав (в вес.%) амфиболитов

Окислы	Параамфиболиты		Осадочные эквиваленты		Ортоамфиболиты		Базальтоиды		Среднее для глинистых пород
	1		2		3		4		5
	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	
SiO_2	51,70	3,10	52,76	3,42	50,81	2,05	49,10	1,96	64,03
TiO_2	1,22	0,46	0,76	0,51	1,44	0,51	2,07	0,74	0,72
Al_2O_3	14,89	1,74	16,98	2,75	14,98	1,48	15,75	1,51	16,97
Fe_2O_3	2,75	1,33	6,88	2,83	2,97	1,27	3,69	1,12	7,13
FeO	9,73	3,35	2,52	2,45	9,09	1,48	8,49	1,29	—
MnO	0,21	0,14	0,24	0,56	0,22	0,02	0,20	0,05	Не опр.
MgO	7,05	2,22	4,91	2,27	7,67	1,49	6,79	1,14	2,69
CaO	9,23	1,67	10,64	3,79	9,55	1,59	10,17	1,15	3,43
Na_2O	2,14	0,99	1,52	1,06	2,44	0,73	2,51	0,65	1,43
K_2O	0,89	0,57	2,77	1,18	0,60	0,46	0,89	0,50	3,60
P_2O_5	0,19	0,04	0,02	0,13	0,23	0,85	0,34	0,16	Не опр.

Примечание: Здесь и в аналогичных таблицах $\bar{x}$ — среднее арифметическое, S — стандартное отклонение, n — число анализов (в примечаниях). 1—n=179, из них 100 анализов по литературным данным, 79 — данные авторов (восточная часть Балтийского щита); 2—n=44, данные авторов (Русская платформа, Южный Урал, Казахстан, Средняя Азия); 3—n=286, из них 190 анализов по литературным данным, 96 — данные авторов (Восточная часть Балтийского щита); 4—50 средних типов, охватывающих около 500 анализов (литературные данные по расчетам К. А. Жук-Почекутова); 5 — Кларк с поправками Мейсона (Виноградов, Ронов, 1956). Анализы приведены к 100% за вычетом летучих компонентов.

Сравнение средних составов пара- и ортоамфиболитов (см. табл. 10, 11) показывает, что для ортоамфиболитов в целом характерны более высокие концентрации таких элементов, как титан, магний, хром, никель, кобальт, ванадий, скандий. Параамфиболиты в свою очередь относительно обогащены бором, литием, рубидием, барием, оловом и др.

Во избежание субъективности в оценке генетической значимости каждого из перечисленных элементов, нами было предложено для разграничения амфиболитов в качестве интегрального параметра использование коэффициента относительной фе-

Таблица 11

Геохимические особенности амфиболитов различных генетических типов

Геохимические параметры		Параамфиболиты				Ортоамфиболиты	
		кремнисто-глинозёмистый*	терригенно-карбонатный*	хемогенный*	терригенно-эффузивный*	метабазиты	метаультрабазиты
K_{fm}—относительная фемафильность		0,2—2,3 (1,5)	2,3—2,6 (2,4)	0,5	3,2	3,6—10 (4,6)	18
Отношения параметров близких элементов	Sr:Ba	0,1—1,4 (0,7)	0,5—0,7 (0,6)	0,3	1,4	1,3—3,1 (1,8)	—
	Mg:Li	200—1800 (1000)	1400—1900 (1650)	760	856	1200—3100 (2400)	$1,9 \cdot 10^4$
	Ca:Sr	64—380 (260)	400—950 (700)	600	500	180—560 (316)	653
	Fe:V	212—1,5·10⁴	250—360	$4,2 \cdot 10^3$	446	248—384 (300)	647
Типоморфные элементы		Al, Zr, Ga, Nb, Ba, Sr	B, Li, Rb, Zn, Cu, Pb, Hg	Fe, B, Mn	Zn, Cu, Ti, Zr, Nb	Cr, Ni, Co, V, Sc	Cr, Ni
Специфические корреляционные связи	положительные	Ti—Sc, Sc—Cr, Fe—Mg, Mn Fe—Cr, Ni, Co	Al—Ni, V, Sc, Ti—Na, Sr, Li, Na—Li, Ba Ca—Mg—Fe	Ti—Sc, Sc—Cr, Al—Cr, Ni, Co, Ti—Sc, Sr—Cr	Al—Cr, Nb, Co, V, Mg—Cr (незначимая)	Mg—Cr, Ni, Co, V, Sc, Fe—Mg	
	отрицательные	Al—Mg, Al—Cr, V, Sc	Mn—Cr, Ca	Fe—Cr, V, Sc, Ti, Al, Na	Mg—Ti (незначимая) Ti—Sc (незначимая)	Ti—Mg, Ti—Cr, Sc—Cr, Ni	

* Типы разрезов

мафильности — K_{fm} (Горбачев, 1973а, 1975). Этот коэффициент рассчитывается как отношение R_{fm} — коэффициента накопления фемафильных элементов (Cr, Ni, Co, V, Sc, Zn, Cu) к R_{fl} — коэффициенту накопления элементов фельсифильной и гомеофильной групп (B, Li, Rb, Pb, Zr, Ba, Sr).

$$R = \frac{1}{n}\sum_{i=n}^{n}(KK_1 + KK_2 + \ldots + KK_i),$$

где KK — кларки концентрации элементов, n — количество элементов в группах по Шоу (1969). Кларки литосферы приняты по А. П. Виноградову (1962).

Величина K_{fm} (см. табл. 11) для ортоамфиболитов (7 выборок) изменяется от 3,6 до 10,0, составляя в среднем 4,6. Это несколько выше среднего значения K_{fm} для магматических пород основного состава (3,8), что указывает на геохимическую специфику этих пород.

Для параамфиболитов (8 выборок) средняя величина K_{fm} равна 1,5 при вариациях от 0,2 до 3,2. Коэффициент относительной фемафильности для глин равен 0,5, для песчаников — 0,25, для карбонатных пород — 0,17.

Интересно, что глинисто-карбонатные породы, рассматриваемые в данной работе в качестве возможных осадочных эквивалентов амфиболитов, имеют заметно повышенное значение коэффициента накопления элементов-фемафилов: $R_{fm}=2{,}6$ (при 1,2 для глин в целом), что даже несколько выше значения для магматических пород основного состава (2,3).

Геохимическим подтверждением возможности формирования параамфиболитов за счет осадочных пород подобного типа может являться тот факт, что средняя величина K_{fm} для осадочных эквивалентов (0,8) укладывается в интервал вариаций этого параметра для параамфиболитов (0,3—3,5).

Существенные различия между пара- и ортоамфиболитами фиксируются по величинам отношений пар геохимически близких элементов таких, как Sr : Ba, Mg : Li, Nb : Ta (см. табл. 17), причем величины этих отношений в ортоамфиболитах (1,8; 1900 и 14 соответственно) более близки к наблюдаемым в изверженных породах основного состава (1,5; 2400 и 41), а для параамфиболитов (0,8; 915 и 8 соответственно) — в осадочных эквивалентах (0,8; 490 и 12).

Соотношение между щелочами также является достаточно показательным. Разница между пара- и ортоамфиболитами по величине отношения $K_2O : Na_2O$ (0,52 и 0,15 соответственно) очевидна. Преобладание натрия над калием в параамфиболитах, рассматриваемое рядом исследователей (Moine, Roche, 1968 и др.) как противоречие, объясняется частично спецификой состава осадочных эквивалентов (отношение K_2O к Na_2O в этих породах 1,9, при среднем для глин — 3,1) и одновременно общей

тенденцией увеличения отношения $Na_2O : K_2O$ при региональном метаморфизме (Маракушев, 1975; Маракушев и др., 1971), что подтверждает высказанные нами ранее по этому поводу предположения (Сидоренко и др., 1968).

Важным геохимическим критерием в разграничении генетических групп амфиболитов является характер корреляционных отношений между химическими элементами. Анализ матриц парной корреляции (по 6—7 для каждой генетической группы со средним объемом выборок 15—20 проб) показал, что количество значимых положительных связей в параамфиболитах в среднем вдвое больше, чем в ортоамфиболитах. Вероятно, это объясняется бóльшим количеством типов связи между элементами в гипергенном цикле по сравнению с эндогенным минералообразованием. Различия же в степени изоморфизма и миграционной способности элементов в зоне гипергенеза и в эндогенных процессах определяют различия в характере связей между элементами.

Наиболее четко пара- и ортоамфиболиты различаются по типам корреляционных связей для групп Mg, Cr, Ni, с одной стороны, и Ti, Al, Sc — с другой. Выделение этих групп, характеризующихся, как правило, положительной корреляцией между элементами внутри групп, вытекает из их геохимической общности (изоморфизм Mg, Cr, Ni, Co в магнезиальных силикатах, совместная концентрация титана, алюминия, скандия в глинистых осадках и т. п.). В виде устойчивых отрицательных связей, не выводимых на основе габброидной и других базитовых моделей, проявляется известный антагонизм между Mg и Ti в базальтах, унаследованный от протобазальтоидов (Белоусов и др., 1974) и характерный для всех ортоамфиболитов. В ортоамфиболитах Mg и Cr имеют значимую положительную корреляцию (0,75), а пары Mg—Ti, Ti—Cr, Sc—Cr, Sc—Ni — отрицательную. Для параамфиболитов характерна положительная корреляция для пар Ti—Sc (0,67), Sc—Cr (0,58), Sc—Ni (0,52), связь Mg—Ti, Ti—Cr — незначимая. Имеющиеся данные по осадочным эквивалентам параамфиболитов (3 выборки — 45 проб) подтверждают наличие в этих породах типов связей, аналогичных зафиксированным для параамфиболитов: четкая положительная корреляция Ti—Sc (0,65), Sc—Cr (0,63) и положительная или незначимая связь в паре Ti—Mg (0,95; 0,75; 0,35), отрицательная или незначимая в паре Mg—Cr (—0,6; +0,45; +0,02), незначимая в паре Ti—Cr.

Сопоставление геохимических особенностей амфиболитов и их неметаморфизованных эквивалентов позволяет сделать вывод, о том, что пара- и ортоамфиболиты, существенно различаясь по концентрации ряда химических элементов, по величине отношений пар близких элементов и характеру корреляционных связей в парах Mg—Ti, Mg—Cr, Ti—Sc, Ti—Cr, Ti—Ni выявляют четкую тенденцию близости по перечисленным критериям ор-

тоамфиболитов — с магматическими породами основного ряда, а параамфиболитов — с глинисто-карбонатными породами, их осадочными эквивалентами.

Осадочные эквиваленты амфиболитов обладают рядом геохимических черт: повышенное, по сравнению со средними данными для глин и сланцев, содержание элементов-фемафилов (R_{fm}=2,6, при 2,3 для основных изверженных пород), пониженное значение отношения $K_2O : Na_2O$ (1,9 против 3,1 в глинах), величина отношения Ni : Co=2,9 (при 3,6 в базальтах), сближающих эти породы по химизму с изверженными породами основного состава. Это позволяет выделить указанные породы в специфическую группу, резко отличную по своей геохимии от обобщенных данных по осадочным породам глинистого ряда. Одновременно эти породы обладают рядом геохимических признаков (повышенная концентрация B, Li, Rb, Ba, Sn; величина отношений Sr/Ba, Mg/Li, Nb/Ta; характер корреляционных связей в парах Mg—Cr, Ti—Mg), присущих седиментогенным породам и сближающих их по химизму с параамфиболитами. Это позволяет в свою очередь рассматривать такие признаки в качестве критериев первичной природы метаморфических пород основного состава. Все перечисленные геохимические особенности рассмотренных осадочных пород глинисто-карбонатного ряда дают возможность рассматривать эти породы в качестве осадочных эквивалентов параамфиболитов.

Амфиболиты и граувакки

Нередко в качестве осадочных эквивалентов амфиболитов называют граувакки. При этом обычно предполагается, что последние представляют собой продукт физического выветривания магматических пород, что в принципе справедливо для определенных типов этих отложений (Pettijohn, 1949; Граувакки, 1972). Вместе с тем не существует граувакк как широко распространенного типа осадков, адекватных по составу базальту и соответственно — амфиболиту. При тщательных исследованиях (например, данные А. Полдерварта, А. А. Предовского и др.) отмечается, что аналогами должны быть граувакки особого типа, в частности — доломитовые граувакки и т. п., экзотичность которых отмечалась ранее (Сидоренко и др., 1968).

Граувакки в наиболее употребительном значении термина — это полимиктовые песчаники, сложенные главным образом обломками пород, и поэтому их состав будет существенно варьировать в зависимости от состава размываемых комплексов. Соответственно выделяют диабазовые, фельзитовые, кремнистые и другие граувакки по преобладающим породам в обломках (Граувакки, 1972). Если рассмотреть наиболее основные члены этой серии, возникающие при размыве базальтовых комплексов геосинклиналей (что близко к пониманию этого термина Ф. Пет-

Таблица 12

Сопоставление химического состава (в вес.%) базальтоидов, граувакк и амфиболита

Типы пород	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	CO_2	Сумма
Средние составы 637 основных (мафических) изверженных пород (Nockolds, 1954, с. 1032)	48,6	1,8	15,7	2,8	8,1	0,2	8,7	10,8	2,3	0,7	0,3	—	—	—	
Граувакка, среднее (Pettijohn, 1949, с. 250, табл. 64, «д»)	63,9	0,5	14,1	1,0	4,2	0,1	2,9	3,5	3,4	2,0	2,1	0,1	0,1	1,6	100,0
Диабазы, спилиты печорской формации; среднее (Коссовская, 1972, с. 114, табл. 28, № 9)	53,14	0,89	15,33	4,07	7,03	0,16	6,96	5,18	3,13	0,53	0,46	0,50	3,59 0,18	3,24	99,89
Граувакка (там же, № 1)	62,91	0,98	12,48	0,97	4,60	0,09	3,48	3,56	2,82	0,92	3,16				
Базальт Франciscанской формации Калифорнии (Bailey e. a., 1964, с. 52, табл. 5, № 5)	46,0	2,3	14,2	2,1	7,9	0,18	6,5	9,4	4,1	0,58	3,7	0,72	0,36	1,6	99,5
Граувакка (там же, среднее 21 анал., с. 34, табл. 2, № 1)	67,5	0,5	13,5	1,2	3,0	0,1	2,2	2,4	3,6	1,7	2,5	0,1	0,8	—	99,5
Средний амфиболит (Полдерварт, 1957, с. 148, табл. 21, № 68)	50,3	1,6	15,7	3,6	7,8	0,2	7,0	9,5	2,9	1,1	0,3	—	—	—	

гиджоном, петрохимические данные которого в подобных случаях обычно используются как эталонные), то обнаруживается отчетливая резкая разница в химических составах, очевидная для визуального сравнения анализов (табл. 12): «базальтоидные» граувакки оказываются по химическому составу где-то в промежутке между средними и кислыми изверженными породами. Причины этого очевидны: поскольку все эвгеосинклинальные комплексы в виде наиболее контрастных членов содержат базальтоиды и кремнистые отложения, то при образовании обломочных пород главным процессом оказывается «разбавление» фрагментов базальтовых пород кварцевыми обломками (и наоборот) с образованием широкого класса полимиктовых песчаников. Поэтому в случае исходных обломочных пород[1] амфиболит при изохимическом преобразовании может возникнуть только по элювию базальта. Этот механизм не дает самостоятельных крупных скоплений и толщ обломочного материала, и очевидно, что возникший материал будет пространственно, вещественно и генетически тесно связан с исходными базальтами, а поэтому вопрос о параамфиболитах в этом случае должен быть снят. Следует прийти к выводу, что граувакки, за редким исключением, не могут быть исходными породами для амфиболитов докембрия.

Экспериментальное моделирование процессов метаморфизма и гранитообразования делает этот вывод еще более очевидным. Данные Винклера с соавторами давно стали тривиальными: из образцов стандартных граувакк, отобранных в генотипической местности, образуются только гранитоидные метаморфические породы и в конечном счете — тоналитовые расплавы (Winkler, 1962).

Таким образом, мы приходим к принципиально важному выводу о том, что осадочные эквиваленты метаморфических пород основного состава не возникают в связи с разрушением магматических пород, а являются продуктом литогенеза в таких параметрах, которые сами по себе предопределяют появление осадков этого петрохимического типа.

О некоторых дискуссионных моментах проблемы амфиболитов

Обычно полагают, основываясь на анализе петрохимических диаграмм, что наиболее вероятным «осадочным аналогом» докембрийских параамфиболитов являются разнообразные туфогенные и полимиктовые песчаники (граувакки) с глинистым и карбонатным цементом, формирующиеся в геосинклинальных условиях и генетически связанные с основным вулканизмом

[1] Вулканогенно-осадочные породы не рассматриваются; о них было частично сказано выше.

(Балашов и др., 1972; Предовский, 1970 и др.). Одновременно осадки, близкие по химическому составу к амфиболитам и попадающие на петрохимических диаграммах в поля основных магматических пород, исключаются из рассмотрения как экзотические и не имеющие широкого распространения.

Изложенные выше данные показывают, что осадки, близкие по химическому составу к составу амфиболитов, присутствуют как в платформенных, так и в геосинклинальных отложениях в широком возрастном интервале от позднего докембрия до кайнозоя. Известно и широкое развитие параамфиболитов в докембрийских формациях как протомиогеосинклинального (Белькова и др., 1968), так и протоплатформенного типов (A. Engel, C. Engel, 1953; Павловский, 1962; Павловский, Марков, 1963), лишенных значительных проявлений основного вулканизма.

Очевидно, что это не позволяет рассматривать осадочные эквиваленты параамфиболитов в качестве «редчайших» и экзотических образований и, следовательно, нет никаких оснований считать параамфиболиты исключительно метаморфизованными производными эффузивных и интрузивных пород основного состава (данные А. А. Предовского, Ю. А. Балашова и других исследователей).

При решении вопроса о первичной природе амфиболитов (а соответственно и о распространенности тех или иных генетических типов амфиболитов в докембрии) наиболее частым заблуждением является отнесение изучаемых амфиболитов к тому или иному генетическому типу на основе графически построенных петрохимических диаграмм. Ошибочность такого подхода была показана нами ранее (Пара- и ортоамфиболиты..., 1972, с. 28) и подтверждается материалами данной главы. Очевидно, что формальное применение графических методов не позволяет четко дифференцировать пара- и ортоамфиболиты. Это касается также и ряда геохимических построений, основанных на соотношении элементов-примесей в амфиболитах. Так, например, совмещение диаграмм La/Yb—TR (Балашов и др., 1972, с. 1363, 1365, рис. 2, 3) показывает, что почти 50% фигуративных точек ортоамфиболитов попадают в поля осадочных пород. В связи с этим попытки выделить среди амфиболитов производные изначально толеитовых базальтов континентального и океанического типов, базальтов островных дуг, платобазальтов и т. п., предпринимаемые иногда на основе подобия химического состава амфиболитов и магматических пород, не имеют под собой твердой основы (во всяком случае до окончательной разработки критериев различия первично осадочных и изверженных амфиболитов).

Основные итоги данного этапа исследования рассматриваемой проблемы могут быть сформулированы следующим образом.

Основы диагностики первичной природы амфиболитов. Можно утверждать, что естественной основой

для выяснения первичной природы амфиболитов, равно как и других метаморфических пород вообще, являются данные по их исходным неметаморфизованным эквивалентам осадочного, изверженного или эффузивного типов. Эти данные должны быть сопоставимы как по детальности и достоверности, так и по другим характеристикам. Отбор диагностических признаков различия проводится на неметаморфизованных орто- и парапородах путем исключения совпадений. Сопоставление с метаморфизованными породами показывает, какие из выбранных таким образом признаков сохраняются, а какие утрачиваются или видоизменяются при метаморфизме.

Среди геохимических признаков первичной природы определяющую роль играют не только и не столько валовые содержания элементов, а в гораздо большей мере их соотношения, взаимосвязи, закономерные, подлежащие исследованию ассоциации.

Систематизация, отбор и последующая оптимизация совокупности признаков может дать в результате (с определенной математической надежностью) конкретные методы решения вопроса о первичной природе метаморфических пород. В этой связи очевидно, что отсутствие комплексности в любом подобном исследовании на современном уровне знаний приводит к накоплению внешне достоверного, но не поддающегося внутреннему контролю и поэтому не информативного или мало информативного аналитического материала.

Сказанное в полной мере относится к амфиболитам. Магматическое происхождение многих из них очевидно или достоверно доказывается. Это — область активных и методически ясных исследований, целью каждого из которых является установление химического тождества с предполагаемым эталоном. Поэтому в данной работе такого рода исследования не рассматриваются. В противоположность этому до сих пор практически не был рассмотрен и исследован вопрос об исходных осадочных породах и соответственно — о генетических типах параамфиболитов. Отсутствие таких исследований приводит подчас к заключениям о том, что все или почти все амфиболиты являются изначально магматическими образованиями. Малая вероятность образования амфиболитов за счет граувакк явствует из приведенного выше рассмотрения их геологической позиции и вещественного состава.

Осадочные эквиваленты амфиболитов. Они представляют собой карбонатно-глинистые смешанные (четырехкомпонентные) отложения, приобретающие химический состав, близкий к амфиболиту, только в результате сочетания определенных литогенетических факторов без участия вулканизма или обломочного материала основных и других изверженных пород. Впервые это было показано сравнительно недавно (Сидоренко и др., 1968). По химическому составу они варьируют от

разностей, близких к ультраосновным породам, до переходных к средним и высокоглиноземистым породам.

Положение фигуративных точек этих отложений на диагностических диаграммах соответствует их определению как осадочных эквивалентов метаморфических пород основного состава и показывает, что сейчас, по-видимому, не существует петрохимических диаграмм, которые можно было бы уверенно использовать для диагностики первичной природы амфиболитов (возможно, за немногими исключениями, которые требуют специальных исследований).

Сходство химического состава осадочных эквивалентов и амфиболитов очевидно. Данные по осадочным породам целиком перекрывают интервал колебаний цифр для амфиболитов. Отчетливое различие наблюдается для щелочей, но выявляется тенденция изменений в процессе метаморфизма, которая позволяет предполагать, что соответствие осадков параамфиболитам (по щелочам) достигается в процессе метаморфизма. Об этом также свидетельствуют некоторые экспериментальные данные.

Удалось проверить гипотезу соответствия и при термодинамических параметрах амфиболовой фации впервые получить ассоциацию минералов амфиболитов из упомянутых осадочных пород, а также эклогитовую ассоциацию из некоторых глинистых пород.

Изотопные данные по кислороду подтверждают возможность образования параамфиболитов из карбонатно-глинистых отложений.

Петрохимические и геохимические данные по орто- и параамфиболитам, базальтоидам и осадочным аналогам позволяют рекомендовать для обсуждения некоторые признаки первичной природы, к числу которых относится совокупность величины валовых содержаний, отношений пар элементов, коэффициентов корреляции для определенной достаточно обширной группы химических элементов.

Условия осадконакопления и рудоносность параамфиболитов на основе изучения их осадочных эквивалентов. Метаморфические породы основного состава могли возникнуть без существенного изменения химизма за счет отдельных типов пород из генетически разнообразных формаций осадочных отложений, к числу которых относятся следующие, исследованные уже сейчас в этом плане отложения: а) миогеосинклинальные морские флишевые отложения мезозоя Кавказа и сидеритоносные — рифея Урала и Кокчетавского массива, б) платформенные континентальные красноцветные, пестроцветные, гипсоносные и соленосные формации, а также родственные им формации краевых прогибов платформ и наложенных впадин орогенного этапа развития геосинклиналей, где к ним присоединяются некоторые формации моласс и меденосных толщ.

С седиментогенными метаморфическими породами основного состава могут быть изначально связаны такие месторождения полезных ископаемых, как стратиформные медные и полиметаллические, месторождения железа, бора, редких щелочей и некоторых других полезных ископаемых. Подобные рудные накопления можно ожидать и в связи с параамфиболитами.

Чрезвычайно широкая распространенность амфиболитов и весьма разнообразные геологические ассоциации их с первично осадочными породами, по-видимому, причинно связаны с широкой распространенностью их осадочных эквивалентов. Можно предполагать, что по крайней мере частично докембрийские толщи, принимаемые за вулканогенные из-за присутствия амфиболитов, следует считать чисто седиментогенными.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ АМФИБОЛИТОВ

Принципы типизации

По общепринятому определению, к амфиболитам относятся среднезернистые породы, состоящие из амфибола, плагиоклаза и минералов-примесей (Геологический словарь, 1973). Широкий диапазон состава амфиболов (роговая обманка, тремолит, антофиллит и др.), дополнительных минералов (гранат, пироксены, эпидот и др.) и соотношений между основными минералами (амфиболом и плагиоклазом) от 1:1 до 1:3 вплоть до мономинеральных амфиболовых разностей (Barth, 1959) свидетельствует об очевидной гетерогенности этой группы пород.

Поскольку наибольшим распространением амфиболиты пользуются среди метаморфических комплексов докембрия, вопросы их генетической классификации тесно связаны с решением актуальных проблем восстановления условий формирования земной коры на ранних этапах ее развития.

Большинство существующих классификаций амфиболитов носит петрохимико-минералогический характер (Barth, 1959; Singh, 1968 и др.), однако при всех достоинствах этих классификаций, они не решают генетических вопросов.

С начала текущего столетия (Adams, 1909; Левинсон-Лессинг, 1952) и до настоящего времени общепринятым остается деление амфиболитов на ортоамфиболиты, образовавшиеся по первично магматическому материалу, и параамфиболиты, сформировавшиеся по породам первично осадочного происхождения.

В последние годы выделена группа амфиболитов, происхождение которых связывается с процессами метасоматоза (Лобач-Жученко, 1960; Orville, 1969; Smithson e. a., 1971). Однако масштабы проявления амфиболитов этого типа несравнимо более ограничены. Кроме того, очевидно, что наиболее популярная модель метасоматического генезиса амфиболитов (Orville, 1962, 1969) за счет биметасоматических реакций между силикатными

сланцами и карбонатными породами базируется на специфике химизма ритмичнослоистых первично осадочных флишоидных толщ (чередование известковистых и глинистых пород), и это является определяющим в индикации генезиса этих амфиболитов.

Таким образом, пара- и ортоамфиболиты остаются основными генетическими группами при классификационном делении амфиболитов докембрия.

В этой связи одной из актуальных задач при изучении таких широко распространенных пород докембрия, как амфиболиты и амфиболовые сланцы, является выделение среди них конкретных генетических типов и выяснение связи их вещественного состава с фациальными условиями формирования и с геолого-структурной позицией включающих их метаморфических толщ. При решении этих вопросов в случае с параамфиболитами нужно принимать во внимание, во-первых, анализ парагенных ассоциаций амфиболитов и амфиболовых сланцев в разрезах метаморфических толщ с элементами фациального и формационного анализа и, во-вторых, анализ первичного состава амфиболитов и ассоциирующих с ними пород на основе петрохимических и литохимических пересчетов с учетом их геохимических особенностей.

Для ортоамфиболитов необходимо учитывать их позицию в докембрийских структурах, этап развития структуры и петрохимический тип пород, позволяющий судить о формационной принадлежности амфиболитов.

Методические основы разграничения пара- и ортоамфиболитов, послужившие основой для последующих построений, рассмотрены в предыдущем разделе, а также в ряде ранее опубликованных работ (Пара- и ортоамфиболиты..., 1972; Горбачев, 1973а, б, 1975).

Выделение генетических типов амфиболитов базируется на материалах комплексных исследований метаморфических толщ нижнего протерозоя восточной части Балтийского щита и в меньшей степени — Воронежского кристаллического массива. Материалы по другим районам приводятся по литературным данным.

На основании литолого-геохимического анализа ряда нижнепротерозойских комплексов Кольского полуострова и Карелии выделяются следующие группы амфиболитов и типы разрезов, включающих параамфиболиты.

Примеры метаморфических комплексов, включающих различные типы параамфиболитов

Группа параамфиболитов (по типам разрезов)

Терригенный (кремнисто-глиноземистый тип разреза. Среди первично седиментогенных кристаллических комплексов нижнего протерозоя восточной части Балтийского

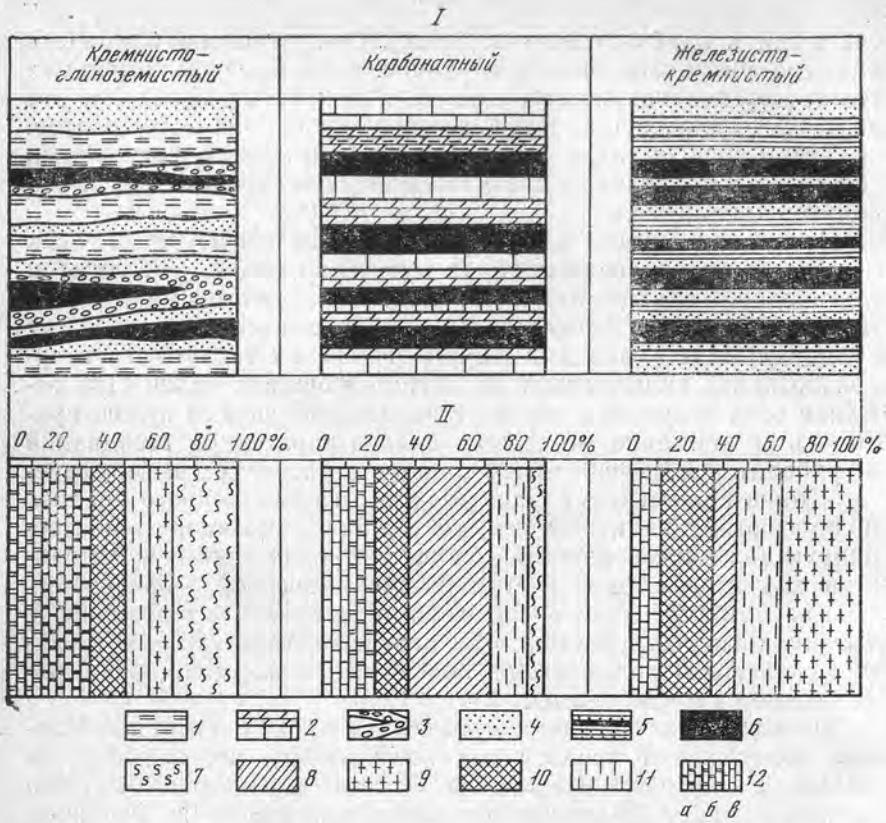


Рис. 9. Основные типы разрезов (*I*), включающих параамфиболиты, и особенности их первичного состава (*II*)

1—6 — породы: *1* — глиноземистые сланцы, *2* — кальцифиры, мраморы, *3* — гранатиты, *4* — кварциты, *5* — железистые кварциты, *6* — параамфиболиты; *7—12* — основные компоненты первичных осадков: *7* — обломочные, *8* — монтмориллонит, сепиолит, *9* — кварц, *10* — хлорит, *11* — гидрослюда, каолинит, *12* — сидерит (*а*), доломит (*б*), кальцит (*в*)

щита, включающих параамфиболиты, можно наметить ряд разрезов от существенно песчаного, через существенно глинистый к терригенно-карбонатному и хемогенному (рис. 9, табл. 13—15).

К существенно песчаному (песчано-алевритовому) типу разреза могут быть отнесены отложения свиты леппялампи ладожской серии в юго-западной Карелии (Кратц, 1963). Пачка, включающая параамфиболиты, представлена чередованием роговообманково-плагиоклаз-кварцевых сланцев и роговообманковых сланцев с эпидотом и биотитом. Амфиболиты и амфиболовые сланцы (анализ 1, табл. 13) образуют маломощные прослои от 5—10 до 20—25 см. В целом для пачки характерна хорошо вы-

Таблица 13

Химический состав (в вес. %) параамфиболитов различных генетических типов

Окислы	Терригенно-остаточный (кремнисто-глиноземистый)			Терригенно-карбонатный (магнезиально-кальциевый)			Хемогенный (железисто-кремнистый)		
	Обр. С-1113	Обр. П-5	Обр. Л-543	Обр. Х-450	Обр. Х-470	Обр. КГ-875	Обр. С-1050	Обр. Г-9	Обр. КЖ-827
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	51,40	47,6	55,68	44,90	45,74	42,07	47,30	48,61	40,42
TiO_2	0,95	2,30	1,07	1,30	1,16	1,50	0,80	0,53	0,22
Al_2O_3	17,41	16,20	16,84	14,00	18,64	14,62	14,42	11,77	7,60
Fe_2O_3	4,72	3,54	2,28	0,58	2,84	6,50	1,60	5,04	2,72
FeO	5,03	10,56	4,25	11,28	6,68	9,43	8,62	10,36	28,37
MnO	0,14	0,34	0,18	0,09	0,11	0,22	0,26	0,42	1,42
MgO	5,40	2,16	5,16	12,00	5,75	9,13	10,02	2,83	2,90
CaO	6,72	9,87	11,95	10,00	10,39	12,38	8,70	5,26	11,75
Na_2O	2,52	2,24	0,60	1,20	0,94	1,19	2,84	0,67	0,43
K_2O	3,32	1,33	0,36	0,65	2,36	0,23	0,34	1,55	0,37
P_2O_5	0,30	1,37	0,11	0,09	—	—	0,09	0,19	0,14
H_2O^-	0,12	0,09	—	0,22	0,24	—	0,32	0,38	—
H_2O^+	—	1,00	—	—	—	—	3,73	0,52	—
$S—F^-$	—	0,16	—	—	—	—	—	—	0,40
CO_2	—	0,95	—	1,30	0,80	—	—	0,22	—
П. п. п.	1,58	—	0,80	1,95	3,82	2,04	0,50	1,96	3,30
Сумма	99,61	99,59	100,28	99,56	99,51	99,57	99,54	100,11	100,03

Примечание. 1—9 анализы. 1 — ладожская серия, свита леппялампи; 2 — кейвская серия, пачка А; 3 — хизоварская свита; 4—6 — свита хирвинаволок; 7 — сортавальская серия; — гимольская серия, участок Костомукша, среднее из 6 анализов; 9 — гимольская серия Костомукша.

раженная косая слоистость аллювиально-потокового типа. Общая мощность пачки 30—50 м. Выше согласно залегает пачка кварцитов с незначительным количеством амфибола мощностью 50—75 м.

Пересчет анализов указанных типов пород (пример пересчета приведен в табл. 14, анализ 1) на исходный компонентный состав по методике О. М. Розена (1970, 1975в) показал, что первоначально это могли быть полимиктовые песчаники с различной, но достаточно однотипной примесью глинистого (19—29%), карбонатного (10—23%) и хлоритового (до 15%) компонентов. Размерность обломков, не вытекающая из пересчета, по-видимому, приближалась к псаммитовой, о чем свидетельствует характер косой слоистости.

Полимиктовость породы, резкое преобладание обломочной фракции (более 50%) и превалирующая роль в ней плагиокла-

Таблица 14

Вероятный компонентный протосостав (в %) параамфиболитов различных генетических типов

Компоненты	Минералы осадочных пород	Терригенно-остаточный			Терригенно-карбонатный				Хемогенный	
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
Обломочные (?)	Кварц	16,2	9,3	24,8	3,3	6,5	0,2	2,4	28,84	19,0
	Калиевый полевой шпат	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Альбит	18,9	12,9	—	—	—	—	11,4	5,2	—
Глинистые	Каолинит	—	6,0	22,4	1,7	4,3	3,4	—	—	0,7
	Гидрослюда	27,0	9,9	3,0	4,0	17,0	1,8	2,2	10,8	2,6
	Монтмориллонит	2,6	18,2	24,3	40,7	32,8	36,2	36,3	—	13,4
	Сепиолит	—	—	—	17,7	—	13,1	10,1	—	—
Аутигенно-хемогенные	Хлорит (шамозит)	16,3	23,1	1,2	18,2	15,2	21,17	15,5	17,1	35
	Доломит	17,4	—	15,4	13,4	12,65	14,24	22,15	6,48	
	Кальцит	1,3	10,5	10,0	—	8,3	8,5	—		
	Анкерит	—	—	—	—	—	—	—	10,32	6,9
	Сидерит	—	—	—	—	—	—	—	19,83	—
	Fe-доломит	—	—	—	—	—	—	—	—	22,8
	Родохрозит	—	—	—	—	—	—	—	0,62	—
Акцессорные	Рутил	1,0	2,0	—	1,0	1,0	—	—	0,48	—
	Апатит	—	6,2	—	—	—	—	—	0,31	—
	Флюорит	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1—9 — анализы, см. табл. 13.

Таблица 15

Средний химический состав (вес. %) амфиболитов различных генетических типов

Окислы	Параамфиболиты								Ортоамфиболиты					
	1		2		3		4		5		6		7	
	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S
SiO_2	55,1	3,18	51,5	3,68	47,8	5,24	52,20	3,81	50,8	2,37	46,92	2,43	52,4	1,75
TiO_2	1,0	0,26	1,09	0,5	0,42	0,27	2,26	0,29	1,31	0,52	0,43	0,12	1,63	0,74
Al_2O_3	16,0	1,60	13,9	2,8	10,7	3,94	13,40	1,68	14,4	1,79	6,48	0,76	14,9	1,46
Fe_2O_3	3,02	0,95	2,05	1,03	4,9	2,48	3,71	1,62	2,81	1,06	2,44	1,15	2,17	1,13
FeO	7,23	2,16	9,67	2,48	25,8	7,42	14,43	2,26	10,5	1,95	8,43	0,9	10,29	1,65
MnO	0,22	0,06	0,19	0,05	0,38	0,38	0,37	0,25	0,22	0,09	0,22	0,03	0,19	0,04
CaO	8,62	1,73	9,98	3,27	4,28	3,71	7,08	1,74	9,19	1,42	5,50	2,77	9,55	1,14
MgO	5,42	1,66	8,92	2,09	3,02	0,62	2,68	1,08	7,26	1,60	28,84	4,06	6,47	1,33
K_2O	1,37	0,78	0,77	0,53	2,46	1,67	0,39	0,29	0,42	0,24	0,04	0,02	0,55	0,33
Na_2O	0,22	0,04	0,16	0,08	0,22	0,08	0,33	0,21	0,25	0,06	0,07	0,01	0,21	0,10
P_2O_5	1,77	0,83	2,06	0,85	0,56	0,49	2,15	1,20	2,64	0,58	0,28	0,12	2,54	0,86

Примечание. 1—4 — типы разрезов: 1 — терригенный (кремнисто-глиноземистый), $n = 34$; 2 — терригенно-карбонатный, $n = 40$; 3 — хемогенный (кремнисто-железистый), $n = 13$; 4 — терригенно-эффузивный, $n = 24$; 5 — базальтоиды ранних этапов развития геосинклиналей, $n = 82$; 6 — метаультрабазиты, $n = 4$; 7 — метабазальтоиды трапповой формации, $n = 16$. Анализы приведены к 100% за вычетом летучих компонентов.

зовой составляющей (отношение кварца к плагиоклазу меньше 1) указывает в целом на слабую дифференцированность исходных пород разреза.

Существенная часть терригенной составляющей породы вероятно была представлена продуктами дезинтеграции основных пород. Об этом свидетельствуют и данные геохимии: наличие «реликтовых» связей «магматического типа» (положительная корреляция Fe с Mg, Mn, а также с Ni, Co, V, Sc), повышенные концентрации элементов-фемафилов (табл. 16, 17), при $K_{fm}=1{,}4$, что в целом характерно для парапород (Горбачев, 1973а, 1975). Формирование этого типа разреза, вероятно, связано с метаморфизмом толщи песчано-глинистых пород, содержащих горизонты косослоистых песчаников с отдельными прослоями меланократовых песков типа граувакк. Малая мощность разреза, наличие в нем хорошо отсортированных разностей (сливных кварцитов, высокоглиноземистых сланцев), отсутствие синхронных эффузивов и невысокая степень метаморфизма указывают на субплатформенный характер этих образований (см. табл. 11).

Существенно глинистый (алеврито-глинистый) тип разреза может быть охарактеризован двумя разновидностями: существенно глиноземистым (отложения червуртской свиты, кейвской серии, Кольский полуостров) и железисто-глиноземистым (хизоварская свита, Северная Карелия). В первом случае породы пачки А (Бельков, 1963) представлены гранато-слюдяными и мусковитовыми сланцами с характерными горизонтами гранатитов, ставролит-гранатовых сланцев и гранатовых кварцитов, с которыми и ассоциируют линзообразные тела параамфиболитов (анализ графы 2, табл. 13). В разрезе преобладают метаморфизованные тонкодисперсные продукты химического выветривания вплоть до кианитовых и ставролит-кианитовых сланцев пачки Б (переотложенные продукты кор выветривания).

Тесная ассоциация с высокоглиноземистыми породами, низкое содержание элементов-фемафилов ($R_{fm}=0{,}6$), а также повышенные содержания элементов-гидролизатов (остаточных продуктов корообразовательных процессов — Al, Ti, Ga, Zr, Nb и др.) — все это указывает на высокую степень дифференцированности исходных пород разреза (возможно, в условиях гумидного климата) и существенно глинистый характер осадков, слагающих разрез. Об этом же свидетельствуют и результаты пересчета амфиболитов на вероятный минеральный состав исходных осадков. В литературе подобные по составу амфиболиты описаны в районе Иококава, плато Абукума (Япония). Их резко отличный от базальтоидов состав (обогащение FeO, Al_2O_3, TiO_2 при дефиците SiO_2 и MgO) и ассоциация с первично пелитовыми высокоглиноземистыми породами (корунд-гранат-силлиманит-биотитовые, ставролит-силлиманитовые сланцы и т. п.), позволяют сделать предположение, что амфиболиты и ассоциирующие с ними породы являются переотложенными продуктами

Таблица 16

Содержание элементов-примесей (в г/т) в амфиболитах различных генетических типов

Химические элементы	Параамфиболиты										Ортоамфиболиты							
	1		2		3		4		5		6		7	
	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S
Pb	13,6	16	13,2	15	9	6	13	10	17	8	6	14	7
Zn	144	38	170	49	122	53	360	260	170	84	83	126	57
Sn	16	14	11	13	12	6	12	7	12	60	10	10	6
Cu	51	32	124	84	39	41	253	189	111	399	58	64	70
Ni	86	31	123	35	57	52	75	52	154	161	1865	180	173
Co	40	17	56	20	17	24	53	20	66	33	112	66	16
Cr	271	208	194	93	90	79	46	54	279	379	2425	272	255
V	272	86	301	115	101	120	255	160	331	164	140	303	157
Sc	26	12	35	9	15	20	29	11	43	13	23	33	15
B	26	19	105	295	108	234	20	20	15	31	14	7	9
Li	22	14	34	16	22	17	24	7	22	12	7	25	13
Rb	106	24	21	17	111	81	20	10	10	19	5	14	9
Ba	538	103	266	175	424	248	139	57	162	158	95	246	187
Sr	424	228	128	94	118	90	238	188	291	254	67,5	515	276
Zr	132	19	104	115	121	45	221	99	121	86	148	24	5
Ga	13	11	16	5	16	6	22	12	19	5	—	—	—
Nb	5,3	1,6	—	—	—	—	—	—	7	6	—	—	—
Ta	1,0	0,4	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—
Be	1,0	0,1	0,3	0,1	0,8	0,7	1,0	0,4	0,4	—	—	—	—
Hg	5,9	4,2	16	12	15	14	6,0	4,0	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — выборки: К-1, Л-14, С-26, И-37; $n=36$; 2 — выборки: К-19, С-23, Т-45; $n=40$; 3 — выборка Г=9; $n=13$; 4 — выборки: П-1, П-5,6; $n=24$; 5 — выборки: П-2, П-7, К-21, С-24, Т-52; $n=82$; 6 — выборка Г-12; $n=4$; 7 — выборка К-31; $n=16$
1—4 типы разрезов параамфиболитов: 1 — кремнисто-глиноземистый, 2 — магнезиально-карбонатный, 3 — железисто-кремнистый, 4 — терригенно-эффузивный; 5 — ортоамфиболиты (см. табл. 15).

Таблица 17

Среднее содержание элементов-примесей (в г/т) и значения некоторых геохимических параметров в главных типах амфиболитов

Геохимические параметры		Амфиболиты				Осадочные и изверженные породы			
		1		2		3		4	5
		$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	$\bar{x}$
Элементы группы фемафилов	Cr	182	261	279	379	146	56	200	100
	Ni	86	44	154	161	105	33	160	95
	Co	48	19	66	33	37	42	45	20
	V	299	170	331	164	400	409	200	130
	Sc	37	15	43	13	21	10	24	10
	Zn	166	216	170	84	230	58	130	80
	Cu	84	94	111	399	154	70	100	57
Элементы группы фельсифилов	Li	41	54	22	12,4	42	15	15	60
	Rb	39	52	10	19	64	23	45	200
	Ba	352	394	162	158	479	93	300	800
	Mo	1,1	3	1,6	3,9	8	2,4	1,4	2
	Pb	14	20	17	8	6	15	8	20
	Nb	8	9	7	6	19	7	20	20
	Ta	1	1	0,5	—	1,5	0,5	0,5	3
	Zr	128	186	121	84	201	65	100	200
	Sn	19	69	12	60	6	1	1,5	10
	Be	0,5	0,5	0,4	—	—	—	0,4	3
Элементы группы гомеофилов	B	39	171	15	31	115	105	5	100
	Ga	19	8	19	5	19	5	18	30
	Sr	284	377	291	254	365	115	400	450
	Au*	15,1	—	5,6	—	47,4	—	4	1
Соотношение фемафильных и фельсифильных элементов	R_{fm}	2,26	0,99	3,3	0,78	2,6	—	2,3	1,2
	R_{fl}	1,52	2,18	0,72	0,22	3,1	—	0,6	2,3
	K_{fm}	1,5	2,18	4,6	2,37	0,8	—	3,8	0,5
Отношение пар близких элементов	Sr:Ba	0,8	—	1,8	—	0,8	—	1,5	0,6
	Mg:Li	915	—	1900	—	490	—	2400	200
	Nb:Ta	8	—	14	—	12	—	41	8
	Ni:Co	1,8	—	2,3	—	2,9	—	3,6	4,8
	Li:Rb	1,0	—	2,2	—	0,7	—	0,3	0,3
	K_2O:Na_2O	0,52	—	0,15	—	1,9	—	0,31	3,1

Примечание. 1 — параамфиболиты, n=94; 2 — ортоамфиболиты, n=109; 3 — осадочные эквиваленты, n=37; 4 — среднее в основных изверженных породах; 5 — осадочные породы (глины, сланцы); 1—3 — данные авторов (восточная часть Балтийского щита); 4—5 — по А. П. Виноградову (1962).

* Au·10⁻⁷ %.

латеритного выветривания пород основного состава в условиях гумидного тропического климата (Kanisawa, 1969).

Параамфиболиты в разрезе хизоварской свиты (район оз. Верхнее Кереть, Карелия) тонко переслаиваются с биотит-гранат-ставролитовыми сланцами и гранатитами. В разрезе присутствуют кианитовые сланцы и кварциты, что подчеркивает общее сходство этого разреза с вышеописанным разрезом кейвской серии. Пересчет химических анализов (табл. 14, анализ 4) показывает, что глинистый компонент в них резко преобладает над обломочным, причем в последнем практически отсутствуют полевые шпаты. Присутствие в вероятном составе первичных осадков ассоциации кремнезема, каолинита и магнезиального глинистого минерала типа монтмориллонита (более 20%) может свидетельствовать о формировании этих осадков за счет продуктов перемыва кор выветривания пород основного состава (Лисицына, 1968).

Основу седиментогенных разрезов во всех перечисленных случаях составляют продукты перемыва кор выветривания и песчано-глинистый материал достаточно высокой степени химической и механической дифференциации. По своему геоструктурному положению и по характеру седиментации в разрезах они соответствуют континентальным платформенным и субплатформенным образованиям. Сходные данные получены В. В. Закруткиным для основных парачарнокитов докембрия (Закруткин, 1975).

Терригенно-карбонатный тип разреза. Характерной особенностью большинства докембрийских регионов является тесная ассоциация карбонатных отложений с амфиболитами и кристаллическими сланцами, несущими признаки первично осадочного происхождения: отложения серии Гренвилл на Канадском щите (Уилсон, 1968), серии Раджало на Индийском щите (Singh, Gupta, 1968), породы карбонатно-гнейсовой формации нижнего докембрия Анабарского кристаллического массива, Алдано-Витимского и Украинского щитов (Лазько и др., 1968), оскольская серия Воронежского кристаллического массива, архейские разрезы Средней Азии (Белькова, Огнев, 1968) и Северной Киргизии (Медведева, 1960 и др.).

Общим для большинства перечисленных случаев является значительная мощность разрезов (от 2—3 до 10—15 км), представленных тонким ритмичным (нередко флишоидным) чередованием параамфиболитов, сланцев и карбонатных пород, часто обогащенных углистым веществом.

Наши исследования, проведенные в пределах восточной части Балтийского щита, показали, что в разрезах ряда нижнепротерозойских (карельских) структур отмечается тесная ассоциация ритмичнослоистых параамфиболит-карбонатных толщ с разрезами существенно карбонатного состава (тунгудско-надвоицкая, сегозерская, хирвинаволокская свиты Северо-Карельской синклинорной зоны, сортавальская серия и ее аналоги в Восточно-

Финляндской синклинорной зоне). Перечисленные разрезы имеют ряд общих черт: наличие флишеподобного чередования параамфиболитов и карбонатных пород, повышенная карбонатность вышележащей пачки, присутствие углеродистого вещества во флишоидной и в существенно карбонатной пачках вплоть до горизонтов углеродистых сланцев, обогащенных сульфидами. Мощность разрезов варьирует от 0,5 до 1,5—2 км.

Первичные породы (см. табл. 14, анализы 4—7) характеризуются высоким содержанием магнезиальных компонентов в силикатной (в пересчете на первичный осадок — монтмориллонит, сепиолит — 30—40%) и в карбонатной формах (доломит до 25%). Коэффициент относительной фемафильности этих пород K_{fm} = =2,3—2,6. Характер переслаивания пород в разрезе, ритмичность, повсеместное присутствие доломита, положительная корреляция Sc, Ti, Ni и V с алюминием, указывающая на их концентрацию в алюмосиликатах, присутствие магния в форме минералов палыгорскит-сепиолитового ряда — все это позволяет предполагать, что формирование осадков происходило в мелководном бассейне лагунного типа, в условиях аридного климата. Аналогом формирований подобного типа могут служить разрезы пермских красноцветов Предуралья, где зафиксировано присутствие глинисто-карбонатных осадков с сепиолитом, близких по химизму к амфиболитам (Миропольский, 1956; Горбачев, 1971, 1975).

Отчетливо выделяются два типа докембрийских терригенно-карбонатных разрезов, включающих ритмичнослоистые толщи параамфиболитов: разрезы с мощностью от 2,5 до 10—15 км (докембрий Северного Тянь-Шаня, киргизская серия, оскольская серия КМА и др.) и разрезы мощностью от 0,5 до 2,0 км (протерозой Карелии). Они имеют ряд общих черт (последовательная смена параамфиболитовых флишоидных, существенно карбонатных и углеродисто-карбонатных толщ) и формировались, по-видимому, в близких по условиям седиментации, но различных по масштабу геоструктурных зонах. В первом случае эти образования могут быть отнесены к терригенно-карбонатной флишоидной подформации миогеосинклинальной группы формаций. Стабильность условий их отложения, приближающая их к субплатформенным образованиям, подчеркивается наличием варвоподобных терригенно-карбонатно-углеродистых толщ в верхних частях разреза (оскольская серия Воронежского кристаллического массива). Формирование разрезов второго типа происходило, вероятно, в геосинклинальных прогибах и седиментационных мульдах, развивавшихся на консолидированных древних выступах фундамента.

Ритмичнослоистые карбонатно-параамфиболитовые толщи являются закономерным членом (градацией, по И. В. Хворовой) протоформации графитсодержащих сланцев и мраморов, выделенных для докембрия (Розен и др., 1975). Амфиболиты из этих

толщ обладают, как это было показано выше, определенным комплексом литологических и химических признаков, позволяющих выделить их в самостоятельную группу в ряду докембрийских параамфиболитов.

Терригенно-хемогенный (железисто-кремнистый) тип разреза. К этому типу отнесены специфические по составу куммингтонит-грюнеритовые амфиболиты и амфиболовые сланцы, тесно ассоциирующие с железистыми кварцитами (гимольская серия Карелии, курская серия КМА и др.). Роль хемогенных процессов в качестве главного механизма в осадконакоплении пород формации железистых кварцитов признается большинством авторов, изучавших процессы образования докембрийских железных руд (James, 1954; Плаксенко, 1966; Глаголев, 1966 и др.).

Амфиболиты с куммингтонитом и грюнеритом (см. рис. 9, табл. 13, 14) чередуются с кварцитами и биотит-амфиболовыми сланцами (гимольская серия, Карелия), образуя в разрезе участки с тонкоритмичным строением. Пересчет амфиболитов на возможный компонентный состав первично осадочных пород (см. табл. 14, анализы 8, 9 и рис. 9) показывает присутствие (до 20%) свободного кремнезема при низком содержании глинистой фракции (каолинит+гидрослюда — 5—10%, монтмориллонит в отдельных пробах — до 15%). Резко повышено содержание железистых компонентов: хлорита (до 35%), анкерита и сидерита (до 30%).

Характерной особенностью этих амфиболитов является аномально высокое отношение Fe : V (более $4 \cdot 10^3$) и низкая относительная фемафильность (K_{fm}=0,5), что свидетельствует о высокой химической дифференциации осадков. Наряду с железом породы обогащены бором и марганцем и обеднены титаном. Положительная корреляция элементов фемафильной группы (Cr, Ni, Co, V, Sc), а также Ti, B, Cu с Al и Na указывает на их связь главным образом с терригенной (глинистой) составляющей. Отрицательная корреляция железа со всеми перечисленными компонентами указывает на его геохимическую обособленность и подтверждает возможность хемогенного осаждения последнего в карбонатной форме. По своему структурному положению разрезы этого типа формировались на различных этапах развития геосинклиналей. Их образование (Формозова, 1973 и др.) приурочено к периодам формирования сложных эвгеосинклинальных прогибов с зачаточными срединными массивами (Кольский полуостров, Карелия), либо к средним стадиям развития геосинклиналей, где условия формирования железорудных толщ близки к миогеосинклинальным (КМА, Украинский массив и др.) или даже на определенном этапе к субплатформенным (Плаксенко, 1966).

Терригенно-эффузивный тип разреза. В нижнем протерозое карельских синклинорных зон сюда относятся разре-

зы, включающие гранатовые и порфиробластические амфиболиты, чередующиеся с первично осадочными породами (кварциты, биотитовые и амфиболовые сланцы, известняки) и с прослоями ортоамфиболитов, несущих признаки первично эффузивного происхождения. Наибольшего развития амфиболиты эффузивно-осадочного генезиса получили среди отложений парандовской серии.

Геохимическая специфика этих пород (см. табл. 11, 16) выражается в резко пониженном по сравнению со средними данными по амфиболитам Карелии (Горбачев, 1975, табл. 23) содержании хрома, никеля и скандия при одновременно повышенном — железа (до 25 вес.% в отдельных пробах, в пересчете на FeO), титана (2,3%), бора, меди, цинка, галлия, циркония и марганца. Такие концентрации всех перечисленных элементов присущи породам первично осадочного генезиса. Однако парагенезис типоморфных элементов: Mn, Cu, Zn, B, P, Ti, Zr является достаточно специфическим и, вероятно, отражает влияние вулканизма на формирование осадочных толщ данного региона.

По величине отношений в парах (см. табл. 11, 17) Fe : V > 300 и Sr : Ba > 1 породы близки к породам магматического, а по отношению Mg : Li < 1000 и Ca/Sr > 200 — к породам осадочного происхождения. Величина K_{fm} для амфиболитов этого типа укладывается в промежутке между значениями этого коэффициента для пара- и ортоамфиболитов. Промежуточным является и характер корреляционных связей в парах Mg—Cr, Mg—Ti, Ti—Sc — все они незначимы для этого типа амфиболитов.

Таким образом, по большинству геохимических параметров эти породы имеют промежуточные значения между пара- и ортоамфиболитами, что отражает специфику их генезиса, связанную с двойственной природой эффузивно-осадочного литогенеза. Накопление осадков, слагающих метаморфические толщи и включающих описываемый тип разреза, происходило, по-видимому, в близких к эвгеосинклинальным условиях при общем дифференциальном прогибании структур и заложении зон глубинных разломов (Богданов и др., 1974). Об этом свидетельствует мощность разрезов, геосинклинальный тип осадков, ассоциирующих с амфиболитами (сланцы, кварциты, туфы, известняки) и толеитовый тип метабазальтоидов (ортоамфиболитов), переслаивающихся с параамфиболитами.

Группа ортоамфиболитов

Амфиболиты с массивной и сланцеватой, реже миндалекаменной текстурой слагают обычно пластовые тела значительной мощности в различных частях разрезов метаморфических комплексов нижнего протерозоя Карелии и Кольского полуострова. По своему положению в докембрийских структурах и по петрохимическим признакам они представляют собой достаточно разнородную группу. Наиболее широко они представлены в геосинкли-

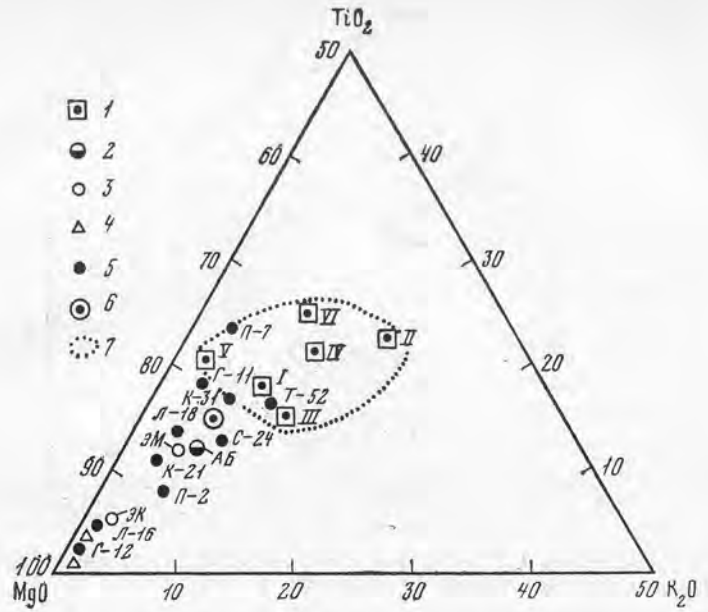


Рис. 10. Соотношение TiO_2, MgO и K_2O в ортоамфиболитах восточной части Балтийского щита и в базальтоидах основных формационных типов

1 — основные формационные типы базальтов, по В. А. Кутолину (1972) (*I, II* — траппы: *I* — древних платформ, *II* — молодых платформ; *III—VI* — базальты: *III* — андезитовой формации, *IV* — континентальной оливин-базальтовой формации, *V* — толеитовые океанической оливин-базальтовой формации, *VI* — щелочные океанической оливин-базальтовой формации); *2* — архейские метабазальты (*АБ*) (Glikson, 1968; Naqvi, Hussain, 1973 и др.— всего 386 анализов); *3* — эклогиты метаморфических пород (*ЭМ*) и кимберлитовых трубок (*ЭК*); *4* — коматииты (Суслова, 1976); *5* — ортоамфиболиты Карелии и Кольского полуострова (К-21 и т. п. — номера выборок); *6* — среднее для ортоамфиболитов; *7* — поле основных формационных типов базальтов

нальных структурах ранних карелид (лопский мегацикл по Ю. Б. Богданову и соавторам; Богданов и др., 1974). Средний амфиболит этой группы (рис. 10, около 100 анализов) по соотношению наиболее изменчивых компонентов Mg, K, Ti (Кутолин, 1972) занимает промежуточное положение между траппами древних платформ и толеитовыми базальтами океанической оливин-базальтовой формации.

Ближе всего к среднему составу траппов древних платформ по петрохимическим и геохимическим данным (см. рис. 10, табл. 15, 16) приближаются ортоамфиболиты кейвской серии. Специфичен и характер их залегания в субплатформенной структуре Кейвского синклинория.

По соотношению Na+K и Zr (Овчинников и др., 1970), а также по уровню концентраций таких элементов, как Cu, Sc, Nb, Sr, Ba, Li, Pb, Ga, средний состав ортоамфиболитов данного ре-

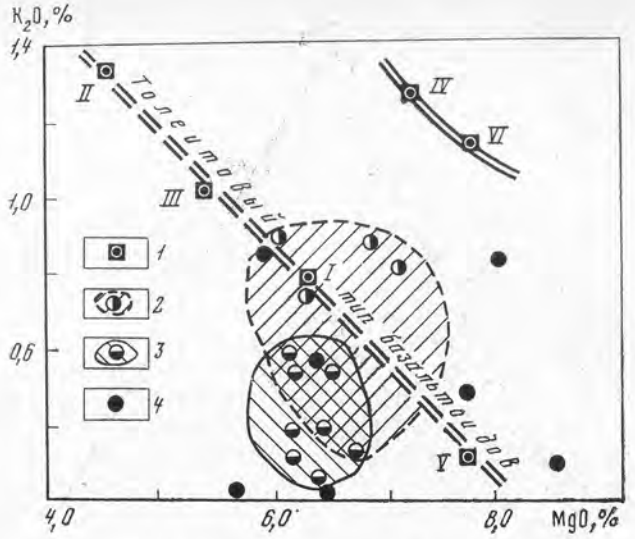


Рис. 11. Соотношение K_2O и MgO в ортоамфиболитах Карелии и Кольского полуострова и в основных типах базальтоидов

1 — основные формационные типы базальтоидов (см. подпись к рис. 10); *2* — поле базальтоидов ранних этапов развития геосинклиналей (Петрова, 1975); *3* — поле архейских метабазальтов (Naqvi, Hussain, 1973); *4* — ортоамфиболиты данного региона

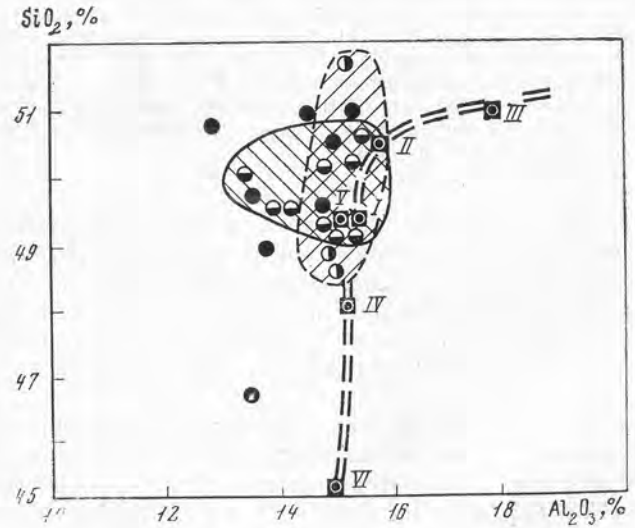


Рис. 12. Соотношение SiO_2 и Al_2O_3 в ортоамфиболитах Карелии и Кольского полуострова и в основных типах базальтов

Усл. обозн. см. на рис. 11

гиона приближается к траппам древних платформ. Одновременно по содержанию Cr и V они близки к океаническим толеитовым базальтам (табл. 18, см. табл. 15, 16).

В целом ортоамфиболиты нижнего протерозоя Карелии (гимольская и парандовская серии, хизоварская свита) образуют на диаграмме Mg—K—Ti обособленную вариационную ветвь с резко пониженным содержанием K и повышенным — Mg.

Можно полагать, что это одна из особенностей раннедокембрийских базальтоидов. Об этом свидетельствует сходство изученных метабазальтоидов по петрохимическим (рис. 11, 12) и геохимическим (см. табл. 18) данным с архейскими метабазальтами так называемых зеленокаменных поясов древних щитов (Goodwin, 1968; Glikson, 1968; Naqvi, Hussain, 1973) и одновременно с базальтоидами ранних этапов развития геосинклиналей (Петрова, 1975), поля составов которых на рис. 11, 12 в значительной мере перекрываются. Обособленность нижнепротерозойских метабазальтоидов от контура основных петрохимических типов базальтоидов (Кутолин, 1972) и их двойственная формационная принадлежность в структурных параметрах платформа — геосинклиналь могут указывать на специфику состава раннедокембрийских базальтоидов, связанную с особенностями стиля тектонического развития земной коры на ранних этапах ее формирования (M. Viljoen, R. Viljoen, 1969).

Не исключено, что указанные особенности состава ортоамфиболитов Карелии, равно как и архейских метабазальтов, могут быть связаны с потерей калия и относительной базификацией этих пород в процессе метаморфизма. На это может указывать наличие в контуре основных формационных типов базальтоидов и фигуративных точек (см. рис. 10, П-7 и Т-52) наиболее слабо метаморфизованных базальтоидов воронезерской и тунгудсконадвоицкой свит (эпидот-амфиболитовая фация). В целом этот вопрос требует специальных исследований и не может быть решен в рамках данной работы. Вместе с тем отмеченная нами близость петрохимических и геохимических особенностей нижнепротерозойских амфиболитов восточной части Балтийского щита и архейских метабазальтов зеленокаменных поясов заслуживает внимания, поскольку общеизвестна связь с последними целой серии рудных концентраций.

Наряду с вышеописанной группой метабазальтоидов в разрезах гимольской и тикшозерской серий присутствуют голомеланократовые амфиболиты ($mg>70$) и породы, близкие по составу к ультраосновным (метаультрабазиты). На диаграмме MgO—TiO_2—K_2O (см. рис. 10) они (точки Г-12, Л-16) занимают положение рядом с фигуративными точками эклогитов из кимберлитовых трубок и коматиитов (точки 1, 2; Суслова, 1976). По содержанию MgO (>20%), а также по величине отношения CaO : Al_2O_3>0,9 (см. табл. 15) они тоже близки к коматиитам, что подтверждает выдвинутое ранее предположение (Суслова, 1976)

Таблица 18

Среднее содержание элементов-примесей (в г/т) в ортоамфиболитах Карелии и метабазальтах щитов

Элементы-примеси	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Co	66	38	43	32	54	60	—	41	43	36	19	—	24	66
Cr	290	152	210	297	407	400	300	296	144	175	161	296	56	279
Cu	68	135	75	77	41	111	—	106	91	115	127	87	—	111
Ga	8	21	17	17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	19
Ni	123	76	126	97	150	116	850	108	110	85	110	123	18	154
V	187	266	183	298	—	—	—	—	—	—	—	—	175	330
Y	36	30	28	45	17	22	—	—	—	15	—	43	—	—
Zr	130	111	91	95	53	57	—	140	133	103	43	100	—	121

Примечание. 1 — метабазальты, Индия; 2 — кварц-нормативные толеиты; 3 — оливиновый базальт; 4 —океанические толеиты; 5—7-метабазальты, Южная Африка; 8—11-метабазальты, Канада (районы Суперио и Иеллоунайф); 12 — толеиты Срединно-Атлантического хребта; 3 — андезиты; 14 — ортоамфиболиты, Карелия.

1—13 — Naqvi, Hussain, 1973; 14 — наши данные.

о том, что подобные породы не являются специфическими архейскими образованиями (M. Viljoen, R. Viljoen, 1969). Итак, по петрохимическому типу, а также по положению в нижнепротерозойских структурах среди ортоамфиболитов восточной части Балтийского щита выделяются: 1) метабазальты ранних этапов развития геосинклиналей (протогеосинклинальная формация толеитовых базальтоидов) с подформацией метабазальтоидов коматиитового ряда (лопский мегацикл и ранние этапы карельского, по Ю. Б. Богданову с соавторами; Богданов и др., 1974), и 2) метабазальтоиды — гомологи формации траппов древних платформ — амфиболиты кейвской серии.

Таким образом, на примере нижнего протерозоя восточной части Балтийского щита сделана первая попытка разработки классификации основных генетических групп докембрийских амфиболитов. Проведенный геохимический (с элементами формационного) анализ показал, что все выделенные генетические типы пара- и ортоамфиболитов различаются по геолого-литологическим признакам (фациальный характер и химизм амфиболитов и ассоциирующих с ними пород), по положению в докембрийских структурах, по соотношению геохимических параметров, а также по набору типоморфных элементов, концентрация которых определялась соответствующим типом литогенеза.

Проведенное исследование показало возможность формирования параамфиболитов за счет терригенных и хемогенных карбонатно-глинистых пород различного гранулометрического состава и степени зрелости (от граувакк до продуктов кор выветривания) в самых различных структурно-фациальных обстановках (от прибрежно-элювиальных до бассейнов с преобладанием хемогенного осадконакопления), в условиях, соответствующих различным типам литогенеза (от аридного до тропического гумидного, включая элементы эффузивно-осадочного). Из этого следует, что все основные черты процессов седиментации докембрийских комплексов, включающих параамфиболиты, не имеют принципиальных отличий от процессов формирования аналогичных формационных типов разрезов в фанерозое.

Особый интерес представляет сходство ряда типоморфных элементов, присущих амфиболитам нижнего протерозоя Карелии эффузивно-осадочного типа (Cu, Zn, Mn, P, Ti, Zr), с набором типов руд, приводимых для характеристики подводно-морских вулканогенно-осадочных накоплений фанерозоя (Страхов, 1965). Практическая идентичность этих двух рядов подтверждает принципиальное сходство металлогении вулканогенно-осадочного литогенеза в докембрии и в фанерозое.

Изучение петрохимических и геохимических особенностей нижнепротерозойских метабазитов (ортоамфиболитов) показало очевидное сходство нижнеархейских метабазальтов (рассматривавшихся рядом авторов как специфические архейские образования) и метабазальтов протерозоя. Вопрос о формационной принадлежности этих пород остается в значительной мере открытым в связи с их возможной модификацией в процессе метаморфизма (потеря калия и частичная базификация). Однако основные тенденции эволюции химизма пород, прослеживаемые в фанерозое, отмечаются и на этом, более древнем этапе. К числу таких тенденций можно отнести возрастание дифференцированности составов осадочных и магматических пород. Так, в ряду разрезов, включающих параамфиболиты, можно отметить закономерную направленность от мощных геосинклинальных толщ с достаточно однотипными осадками (архей, нижний протерозой — лопий Карелии) к субплатформенным образованиям с высокодифференцированными осадками вплоть до продуктов кор выветривания.

С первым типом (протогеосинклинальным) ассоциируют ортоамфиболиты с низким содержанием Ti, Al и высоким Mg (лопский тектоно-магматический мегацикл), со вторым (протоплатформенными осадками) — высокотитанистые и высокоглиноземистые эффузивы и аналоги траппов древних платформ.

Все это указывает на сходство геологических процессов в докембрии и фанерозое и подтверждает принцип эволюционно усложняющегося единства геологических процессов на всех этапах формирования земной коры.

Глава II

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ ДОКЕМБРИЯ

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ В ИЗУЧЕНИИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

Изучение карбонатных пород докембрия проводилось в нескольких направлениях. В пределах крупных докембрийских регионов, на Алданском и Балтийском щитах, изучались геологическое положение, характер распределения по разрезам, геохимические особенности, подсчитывалось общее количество карбонатных пород. Были получены данные о том, что распространенность карбонатных пород в докембрии сопоставима с таковой в фанерозое (Гиммельфарб, 1973), состав их также ничем принципиально не отличался от состава карбонатных отложений фанерозоя (Гиммельфарб, 1973, 1975).

При сравнении геохимических особенностей метаморфизованных карбонатных отложений докембрия и сходных с ними по составу карбонатитов были намечены критерии определения генезиса конвергентных карбонатных образований.

На следующем этапе работ проводилось сопоставление полученных на примере двух докембрийских щитов данных с характером распространенности и положением карбонатных пород в разрезах докембрия всех континентов, при этом особый упор делается на наиболее древние карбонатные отложения, как показатели режима, существовавшего на ранних этапах развития Земли.

Известно, что древние карбонатные осадочные породы в большинстве своем претерпели метаморфизм и, как следствие, потеряли значительное количество CO_2, H_2O (Сидоренко и др., 1973). В результате состав их изменился и утерял полную аналогию с составом карбонатных осадков. Это вызвало необходимость в проведении детальных сопоставлений химизма метаморфизованных карбонатных пород и карбонатных осадочных отложений: известняков, доломитов, мергелей, карбонатных песков, глин и т. д., т. е. широкого спектра осадочных пород, которые в процессе метаморфизма могли быть преобразованы не только в мраморы и кальцифиры, но и в другие метаморфические породы. Развитию этого направления исследований существенно препятствовало отсутствие химической систематики карбонатных осадочных пород, разноречивость данных по их геохимическим особенностям, что сделало в значительной мере условными все сопоставления составов докембрийских и фанерозойских отложений и недостаточно полными критерии отличия карбонатных пород осадочного, метасоматического и иного генезиса. Большое внимание поэтому было уделено сбору данных по химическим

особенностям процессов формирования карбонатных осадочных пород, затем проведено сопоставление полученных данных с известными химическими особенностями пород, сформированных эндогенными процессами. В результате удалось наметить критерии определения генезиса «немых» метаморфических пород.

КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ АРХЕЯ КОНТИНЕНТОВ

В изучении докембрийского карбонатного осадконакопления необходимо выделить архейский этап как имеющий принципиальное значение. Исключительность карбонатных отложений архейского этапа обусловлена тем, что в силу специфики формирования и поведения в процессе метаморфических преобразований, они являются индикатором определенных условий, существовавших на поверхности Земли в отдаленные эпохи (непременное наличие воды, определенный состав атмосферы, температурный режим и т. д.). Представляется в связи с этим, что данные об архейских карбонатных отложениях должны систематизироваться и освещаться в следующих направлениях. Во-первых, выявление и определение химического состава древнейших карбонатных пород Земли (т. е. время появления первых известняков, доломитов и других карбонатных пород в земной коре) и, во-вторых, установление положения в разрезах, площадного распространения и объема карбонатных отложений в архее. Попытка проведения подобного анализа и предпринята авторами в настоящей главе.

Ниже рассматриваются карбонатные породы древнейших метаморфических комплексов континентов, для которых принадлежность к архею не вызывает сомнений, а имеющиеся определения радиологического возраста, как правило, показывают цифры не моложе 3 млрд. лет. Следует заметить, что полнота данных об архейских образованиях тех или иных регионов различна, поэтому более подробно оказались охарактеризованы карбонатные отложения архея Евразии.

Евразия

Древнейшими (известными в настоящее время) уверенно стратифицирующимися образованиями земной коры являются породы алданского комплекса, широко развитые на Алданском щите. При этом важно отметить, что стратотипом наиболее древних образований земной коры (древнее 3,3—3,5 млрд. лет) большинством исследователей (Карта тектоники..., 1972; Салоп, 1973 и др.), занимающихся расчленением и периодизацией докембрия, считается алданский комплекс.

Карбонатное осадконакопление в период формирования алданского комплекса и его стратиграфия рассмотрены в предыдущих работах авторов (Гиммельфарб, 1973, 1975). Здесь необ-

ходимо лишь в общих чертах охарактеризовать строение этого комплекса, подчеркнув положение в разрезе карбонатных формаций.

Алданский комплекс, выходы которого занимают на Алданском щите огромную площадь (1200 км×400 км; Карта тектоники..., 1972), а мощность превышает 25 км, сложен чередующимися в различных сочетаниях метаморфическими породами. Е. А. Кулиш (1976) на основании подсчетов соотношения разностей пород в пределах алданского комплекса приводит следующие цифры: гиперстенсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы слагают 38,63% от общего объема пород, высокоглиноземистые кристаллические сланцы и гнейсы — 23,64%, биотитовые, амфиболовые, диопсидовые гнейсы и кристаллические сланцы — 24,42%, кварциты — 9,39%, мраморы и кальцифиры — 3,24%, скаполитовые, диопсидовые и флогопитовые породы — 2,05%, пироксениты и амфиболиты — 1,18%. В результате проведенных подсчетов (Гиммельфарб, 1975) по распространенности пород алданского комплекса для южной окраины Алданского щита установлена более существенная роль в нем карбонатных отложений. Мраморы и кальцифиры составляют 19,7% от общего объема пород комплекса, кристаллические сланцы основного состава — 57,5%, высокоглиноземистые кристаллические сланцы — 8,6%, гнейсы — 5,1%, кварциты — 9,1%. Как видно из приведенных подсчетов, основную массу пород комплекса составляют основные кристаллические сланцы и гнейсы. В подчиненном количестве встречаются высокоглиноземистые сланцы, карбонатные породы, кварциты. Кварциты преобладают в нижней, иенгрской серии, основные кристаллические сланцы почти полностью слагают среднюю тимптонскую серию, а мраморы и кальцифиры играют существенную роль в венчающей разрез комплекса джелтулинской серии, т. е. налицо ярко выраженное трехчленное строение комплекса, выявленное еще в 30-е годы Д. С. Коржинским (1936, 1939).

В процессе изучения карбонатных пород комплекса было установлено (Гиммельфарб, 1975), что в иенгрской серии мраморы и кальцифиры имеют как кальцитовый, так и доломитовый состав, в тимптонской — только доломитовый, а в джелтулинской — преимущественно кальцитовый.

Значительная площадь выходов архея располагается в северной части Сибирской платформы в пределах Анабарского щита. Древнейший комплекс метаморфических пород этого щита подразделяется на три серии (Рабкин, 1960; Рабкин, Лопатин, 1966; Лутц, 1964). Далдынская серия (5—6 км) сложена чередующимися мезо- и меланократовыми гиперстеновыми и двупироксеновыми кристаллическими сланцами и плагиогнейсами со значительным (до 15%) количеством кварцитов. В верхнеанабарской серии (5—8 км) преобладают мезократовые, преимущественно гиперстеновые плагиогнейсы и кристаллические сланцы. Изредка

встречаются прослои мраморов и кальцифиров. Хапчанская серия (6 км) разделяется на две свиты: нижняя представлена биотит-гранат-гиперстен-плагиоклазовыми гнейсами с пачками мраморов и кальцифиров, диопсид-скаполитовых пород, верхняя — гранатовыми и биотит-гранатовыми графитсодержащими плагиогнейсами.

Архейский метаморфический комплекс Анабарского щита уверенно сопоставляется со стратотипическим для архея разрезом — алданским комплексом.

Карбонатные породы играют существенную роль в строении архейской канской серии, слагающей большую часть Ангаро-Канской глыбы на Енисейском кряже. Эта серия, по данным Ю. И. Парфенова (1963), расчленяется на три свиты: нижняя, кузеевская (2—3 км), сложена пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами с подчиненными прослоями гранатсодержащих плагиогнейсов; выше залегает атамановская свита (4 км), сложенная плагиогнейсами, чередующимися с пироксеновыми кристаллическими сланцами; завершается разрез калантатской свитой (2 км), для которой характерно наличие мраморов и кальцифиров, залегающих среди биотитовых гнейсов, чередующихся с амфиболитами.

В большинстве складчатых областей, обрамляющих Сибирскую платформу, известны архейские образования, в строении которых принимают участие карбонатные породы. Так, в Восточно-Саянской складчатой области они представлены шарыжалгайской, слюдянской и бирюсинской сериями. Шарыжалгайская серия (мощность несколько километров) разделяется на четыре свиты, из которых три нижние сложены чередующимися в различных соотношениях пироксеновыми, амфибол-пироксеновыми кристаллическими сланцами и плагиогнейсами, а для верхней характерно наличие среди этих же пород прослоев мраморов и кальцифиров. Слюдянская серия (слюдянская толща), мощностью несколько тысяч метров, представлена чередующимися пироксеновыми кристаллическими сланцами, мраморами, кальцифирами, содержащими прослои биотитовых, гранат-биотитовых, графит-биотитовых гнейсов (Салоп, 1964). Карбонатные породы имеют как кальцитовый, так и доломитовый состав. По подсчетам Н. А. Львовой и В. Н. Вишнякова (1975), в разрезе слюдянской толщи карбонатные породы составляют 40%, биотитовые гнейсы — 25%, амфибол-пироксеновые сланцы — 22%, кварц-диопсидовые породы — 13%.

Бирюсинская серия архейских образований западных районов Восточно-Саянской складчатой области по А. З. Коникову (Салоп, 1973), так же как и шарыжалгайская серия, подразделяется на три свиты: элгашейскую (более 2,5 км), сложенную амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми и биотитовыми кристаллическими сланцами, решетскую (0,8 км), образованную мраморами и кальцифирами с редкими прослоями кварцитов и амфиболи-

тов, и голумбейскую (1,3 км), состоящую из гранатсодержащих биотитовых гнейсов с прослоями кварцитов и кальцифиров.

Архейские образования Байкальской складчатой области выходят в пределах глыб (прибайкальская серия в Байкальской глыбе и витимская серия в Северо-Муйской и Южно-Муйской глыбах). Как указывает Л. И. Салоп (1964), во всех глыбах они имеют двухчленное строение (мощность — первые километры). Нижняя часть сложена амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами и плагиогнейсами, в верхней же части преобладают мраморы и кальцифиры, содержащие прослои тех же кристаллических сланцев и гнейсов.

Архейские стратифицируемые образования Становой (курультинская серия) и Кодаро-Удоканской (чарская серия) зон отличаются отсутствием карбонатных пород в их разрезах. Каждая из этих серий сложена чередующимися пироксеновыми, гранат-пироксеновыми, биотит-пироксеновыми, амфибол-пироксеновыми кристаллическими сланцами.

К древнейшей группе на советском Дальнем Востоке принадлежат гнейсово-гранулитовые комплексы, слагающие п-ов Тайгонос на побережье Охотского моря и Ханкайский массив на юге Уссурийского края. Породы этих комплексов слагают трудно расчленимые толщи различных меланократовых (амфиболовых и пироксеновых) кристаллических сланцев, гранат-биотитовых плагиогнейсов, мраморов, кальцифиров. Породы часто содержат графит, силлиманит.

По мнению Л. И. Салопа (1973), к архею относятся древнейшие породы, обнажающиеся во многих срединных массивах Центральной Азии: бектурганская серия Улутау, актюзская, кеминская свиты Тянь-Шаня, ваханская серия на Памире, гнейсы, выходящие в тектонических клиньях среди горных цепей Гималаев и Тибета. Все эти толщи представлены различными кристаллическими сланцами, гнейсами, мраморами, гранулитами (породами, метаморфизованными в гранулитовой или амфиболитовой фациях). По мнению некоторых исследователей, часть этих образований моложе архея, но все они несомненно относятся к раннему докембрию. Мраморы присутствуют в строении средней из трех свит, слагающих бектурганскую серию (4000 м) Улутау (Филатова, 1962), они образуют пласты, слои среди слюдяных, гранат-слюдяных и амфиболовых сланцев.

Архей северо-восточного выступа Китайской платформы объединен А. М. Смирновым (1973) в манчжурский комплекс (12 км), подразделяемый на три серии. Самая нижняя шуаняшаньская серия (3,5 км) имеет высокоглиноземистый и кварцитовый состав, в составе машаньской серии (4,8—5,0 км) присутствуют чередующиеся амфиболиты, высокоглиноземистые породы, доломитовые мраморы, кварциты. Серия Хадахэ (3,5 км) представлена кальцитовыми мраморами с прослоями биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов. Породы содержат много графита. С породами маньчжурской серии хорошо сопоставляются архейские образования Ханкайского массива.

В Кимчекском массиве на северо-востоке КНДР обнажается кимчекский комплекс (5,5—10 км), подразделенный на три толщи (Маракушев и др., 1966). Нижняя из них (3—4 км) представлена биотитовыми, биотит-гиперстеновыми и биотит-силлиманитовыми гнейсами с прослоями диопсид-роговообманковых гнейсов и графитовых сланцев, доломитовых мраморов и кварцитов. Средняя толща (1,5—5,0 км) сложена доломитовыми мраморами (со шпинелью и флогопитом), содержащими прослои биотитовых сланцев, а верхняя толща — биотитовыми, гиперстен-биотитовыми гнейсами, амфиболитами.

Ляодунский комплекс (несколько километров) выделяется на Ляодунском полуострове. Наиболее распространенными породами этого комплекса являются биотитовые гнейсы, амфиболиты, доломитовые мраморы.

Широко развиты архейские породы на юге Азиатского материка в пределах Индостанской платформы. Это образования индостанского комплекса (Салоп, 1973), представленные гиперстеновыми плагиогнейсами, чередующимися с амфиболитами, кальцифирами, мраморами, кварцитами, различными богатыми глиноземом кристаллическими сланцами. Породы комплекса занимают обширные площади в Восточных Гатах, в штате Мадрас, на о-ве Шри Ланка.

В восточной части Балтийского щита к архею большинством исследователей относятся кольская, беломорская серии и гранулитовый комплекс.

Кольская серия (около 4,5 км), распространенная в центральной части Кольского полуострова и подразделяемая на три свиты (Бондаренко, Дагелайский, 1968), представлена чередующимися пироксеновыми, амфибол-пироксеновыми кристаллическими сланцами, гранат-биотитовыми, силлиманит-биотитовыми, гранат-силлиманитовыми гнейсами. Карбонатные породы в кольской серии отсутствуют.

Беломорская серия распространена в Карелии и на юге Кольского полуострова. Далее на запад она протягивается в Северную Финляндию. Нижняя часть беломорской серии (керетьская и хетоламбинская свиты) представлена в основном амфиболовыми кристаллическими сланцами и биотитовыми плагиогнейсами, в верхней (лоухской) свите большую роль играют глиноземистые породы (Богданов, 1971). В лоухской свите отмечаются прослои кальцифиров и реже мраморов, образующих пласты до 10 м мощностью на о-ве Мраморный в Белом море (Косой, 1936). Общая мощность беломорской серии около 5 км.

Гранулитовый комплекс (5 км) четко подразделяется на две части: нижнюю — основных и верхнюю — кислых гранулитов. Нижняя толща состоит из чередующихся пироксеновых, гранат-пироксеновых, амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев.

В средней части толщи, в белогубской свите (мощность 0,2—0,6 км) установлены карбонатные породы. Они представлены (Гиммельфарб и др., 1973) кальцифирами кальцитового и доломитового состава, образующими прослои от долей сантиметров до 0,6 м среди кристаллических сланцев. Пачка, содержащая карбонатные породы (80—100 м мощностью), прослежена на 5 км.

По мнению Л. И. Салопа (1973), кольской серии и гранулитовому комплексу соответствуют гнейсово-гранулитовый комплекс Усима-Турку-Раума Северной Финляндии и «доготские гнейсы» юго-западной части Швеции.

Гораздо бо́льшую роль играют карбонатные породы в разрезах архея Украинского щита. На юге Украины к архею относят бугскую серию (Бобков и др., 1970) мощностью около 3000 м, подразделяемую на три свиты. Нижняя — синицевская — сложена биотитовыми гнейсами, средняя — коширо-александровская — кварцитами, биотитовыми, силлиманитовыми, графитовыми гнейсами и верхняя — хощевато-завальская — мраморами. По данным Н. И. Половко с соавторами (Карбонатные породы..., 1975), карбонатные породы (в основном кальцитового состава) имеют мощность до 1,5 км. По мнению Л. И. Салопа (1973), с бугской серией сопоставляется росино-тикичская серия, развитая в центральных районах Украины. Ее нижняя часть сложена кристаллическими сланцами основного состава, а в верхней (белоцерковская свита) среди тех же сланцев присутствуют кальцифиры, а также прослои и линзы магнетит-силлиманитовых пород.

В Приднепровье к архею относится (Салоп, 1973) ореховопавлоградская (аульская, приднепровская) серия (5—6 км), подразделяемая на две свиты: нижняя сложена амфиболовыми и пироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами с прослоями магнетитсодержащих кристаллических сланцев, магнетитовых кварцитов, верхняя (ореховская) образована биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами (иногда с силлиманитом), содержащими прослои кальцифиров.

Карбонатные породы играют значительную роль среди архейских образований Приазовского массива (Карбонатные породы..., 1975), которые подразделяются на конкско-верховцевскую и центральноприазовскую серии. Первая из них (мощность 6 км) сложена пироксеновыми, пироксен-амфиболовыми и амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, магнетитовыми кварцитами: во второй, подразделяемой на две свиты (темрюкскую и сачкинскую), присутствуют карбонатные породы. Темрюкская свита образована биотитовыми гнейсами с гранатом, силлиманитом, графитом, диопсид-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами. Карбонатные породы встречаются спорадически в виде маломощных прослоев кальцифиров, участвующих в строении карбонатсодержащих пачек (от 0,3—1,0 редко до 5,0—11,0 м). В составе сачкинской свиты (около 2 км) преобладают пироксен-магнетитовые кварциты и карбонатные породы, встре-

чаются биотитовые, амфиболовые, пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы с гранатом и графитом. Пласты карбонатных пород часто достигают мощности 0,2 км, а в отдельных случаях 0,5 км. По составу среди мраморов и кальцифиров встречаются как кальцитовые, так и доломитовые разности.

К архею в некоторой степени условно относится (Салоп, 1973) молданубский комплекс Чешского (Богемского) срединного массива, подразделяемый на две части. Нижняя (несколько тысяч метров) монотонна, образована гнейсами и гранулитами; верхняя, пестрая (3—5 км) — гнейсами, чередующимися с кварцитами, мраморами, кальцифирами, часто с графитом.

На Британских островах к архею относятся породы льюисского комплекса (Шотландия), представленного различными гнейсами, слюдяными, амфиболовыми, кварц-магнетитовыми сланцами, мраморами, а также комплекса Мона (о-в Англси), состоящего из чередующихся кварцитов, слюдяных и кварцитовых сланцев, известняков (Андерсон, 1968).

Америка

Среди архейских образований Северной Америки детально изученным и расчлененным является комплекс Гренвилл, распространенный на юго-востоке Канады и в сопредельных районах США (Адирондак). По результатам работ Вин-Эдвардса (Wynne-Edwards, 1967) этот комплекс подразделяется на две части. Нижняя часть сложена пироксеновыми, амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, гранулитами. Верхняя часть комплекса (серия Гренвилл) сложена преимущественно мраморами, доломитовыми мраморами, кварцитами, силлиманит-гранатовыми гнейсами, основными кристаллическими сланцами, гранулитами (Уилсон, 1968).

Л. И. Салоп (1973), рассматривая работы канадских исследователей, достаточно убедительно показал, что зеленосланцевые толщи Киватина, а также залегающие на них обломочные отложения Тимискаминга в противоположность взглядам канадских и американских геологов должны рассматриваться не как архейские, а как более молодые докембрийские образования. К архею же необходимо относить распространенные почти во всех районах Канадского щита гранитизированные гнейсы и гранулиты, слагающие, в частности, северо-западную часть п-ва Лабрадор.

Архейский возраст приписывается гранулитовым толщам Гвианского и Бразильского щитов (Шехоркина, 1973). Прежде всего к ним относится серия Иль-де-Кайенн, развитая на Гвианском щите. В ее состав входят амфиболиты, различные кристаллические сланцы, кварциты, с прослоями и линзами мраморов и кальцифиров. К архею же относят и свиты Кануку и Маруди, развитые в Гайяне, сложенные биотитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами, кварцитами, основными кристаллическими сланцами.

На Бразильском щите к архею относятся серии Мантикейра, Куяба, представленные биотитовыми гнейсами, двуслюдяными кристаллическими сланцами, амфиболитами, не содержащими карбонатных пород.

Африка, Австралия, Антарктида

На территории Африки и Аравии установлено повсеместное распространение в основании докембрия глубокометаморфизованных комплексов, образующих цоколь и являющихся основанием Африканской платформы и складчатых областей (Елизарьев и др., 1976). В цоколе выделяется алданийский комплекс, имеющий радиологические датировки возраста более 3 млрд. лет. Алданийские образования представлены сериями Амсага и Камбюи (Западно-Африканский щит), системой Андрой и группой Антонжиль (Мадагаскарский щит), формациями Бому, Западного Нила, гнейсово-кварцево-гранулитовой толщей Танзании и Мозамбика, «древним гнейсовым комплексом» Свазиленда (Нигеро-Мозамбикский щит). Эти комплексы сложены гиперстеновыми, глиноземистыми гнейсами, гранулитами, амфиболитами, а также основными кристаллическими сланцами и мраморами.

Главными районами распространения архейских пород в Австралии являются южная часть Западно-Австралийского щита и юг Центральной Австралии (Вильсон, 1965; Денисова, 1973).

Обширные выходы гранулитов отмечаются в пределах массива Иилган-Калгурли, а также на юге Центральной Австралии, однако состав этих толщ сильно затушеван наложенными процессами (гранитизацией). На севере Центральной Австралии архей представлен комплексом Арунта, сложенным биотитовыми гнейсами, мраморами, кварцитами, амфиболитами и другими кристаллическими сланцами. На юге Австралии архей слагает п-ов Эйр и выходит в ядрах антиклинальных структур Аделаидской складчатой области. Здесь развиты кристаллические сланцы с подчиненными кварцитами, амфиболитами, мраморами. К ним относится серия Уиллиама (массив Брокен-Хилл), сложенная силлиманит-гранат-биотитовыми, пироксеновыми гнейсами с прослоями амфиболитов, кварцитов, мраморов. Архейские образования выделяются и за пределами Австралийской платформы в ряде складчатых областей и массивов. Наиболее крупный массив Джорджтаун сложен комплексом Эйнасли, в котором преобладают биотитовые гнейсы. Подчинены им дистен-силлиманитовые кристаллические сланцы. Аналогами этого комплекса являются толщи Холс-Риворд (более 1 км чередующихся гранат-слюдяных сланцев с прослоями мраморов и известково-силикатных пород) и Дарголонг (те же гнейсы и сланцы без карбонатных пород).

Среди стратифицированных метаморфических образований архейского возраста в большинстве изученных районов Антарктиды выделяются три толщи (Равич и др., 1965; Шульдинер, 1973): 1) толща гранатовых, кордиеритовых и силлиманитовых гнейсов со шпинелью, графитом, сапфирином и кварцитов, содержащих прослои доломитовых мраморов, кальцифиров, диопсидовых и диопсид-скаполитовых пород (5—6 км); 2) толща пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев (6—7 км); 3) толща биотит-гранатовых, амфибол-плагиоклазовых гнейсов, мраморов и доломитов. Стратиграфические соотношения всех трех толщ недостаточно четко обоснованы.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСАХ

Рассмотрев общую распространенность карбонатных пород в разрезах архея земной коры, необходимо отметить следующее. Можно считать установленным факт, что нет ни одной более или менее существенной области развития докембрийских образований на земной поверхности, где бы ту или иную роль не играли карбонатные породы. Особенно широко они распространены в пределах Алданского, Анабарского, Украинского, Канадского щитов, ряда глыб и складчатых областей. Если же рассматривать приведенный материал по карбонатным отложениям архея в совокупности с данными по стратиграфии и геохронологии протерозоя, собранными и систематизированными в сводной работе М. А. Семихатова (1974) и других исследованиях, то высказанные ранее соображения (Сидоренко и др., 1969; Гиммельфарб, 1973, 1975) о широком развитии карбонатных пород в докембрии и сопоставимости объема карбонатонакопления докембрия и фанерозоя, получат необходимое подтверждение.

Карбонатные породы (мраморы и кальцифиры) повсеместно участвуют в строении мощных (несколько тысяч метров) архейских комплексов, сложенных различными кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами. Породы, как правило, подвергались глубокому метаморфизму в гранулитовой, реже амфиболитовой фации.

Общим для разрезов большинства архейских метаморфических комплексов является их двучленное строение. Нижняя часть обычно монотонна, значительной мощности, сложена различными кристаллическими сланцами основного состава (двупироксеновыми, амфибол-пироксеновыми, гиперстеновыми), часто с прослоями (иногда мощными пачками) кварцитов. Состав верхней части, обычно несколько меньшей мощности, значительно более пестрый. Она сложена чередующимися мраморами, кальцифирами, высокоглиноземистыми (гранат- и силлиманитсодержащими) кристаллическими сланцами и гнейсами, кварцитами, часто присутствуют разности пород с графитом. Если предположить, что большинство кристаллических сланцев основного состава могло образоваться за счет метаморфизма карбонатно-глинистых пород,

то можно считать выявленной закономерность, отмечаемую почти во всех регионах развития архейских комплексов. В начале развития архейских бассейнов седиментации отлагались смешанные, недифференцированные осадки, а затем глубокодифференцированные образования — карбонатные, кремнистые, высокоглиноземистые. При этом ведущее значение в составе верхней части архейских комплексов часто имеют карбонатные отложения. Таким образом, можно достаточно уверенно говорить о наличии в архее крупных циклов, каждый из которых начинается смешанными карбонатно-глинистыми и оканчивается карбонатными породами. Цикличное строение характерно и для осадочных комплексов протерозоя в земной коре. Так, М. А. Семихатов (1974) убедительно показал, что повсеместно на всех возрастных интервалах протерозоя бóльшая часть осадочных толщ также имеет цикличное (часто ритмичное) строение. Каждый из ритмов начинается терригенными и заканчивается карбонатными породами. Общим отличием в построении протерозойских толщ от архейских является преимущественная роль терригенных пород в составе нижних частей протерозойских циклов.

Карбонатные породы в архее представлены мраморами и кальцифирами, образующими, как правило, пласты мощностью от первых метров до 0,15—0,2, иногда 0,5 км. Каждый пласт обычно имеет неоднородное строение, и в свою очередь состоит из тонко чередующихся слойков (мощностью в первые сантиметры) чистых мраморов, кальцифиров, различных кристаллических сланцев. С карбонатными породами в архейских разрезах обычно ассоциируют различные основные кристаллические сланцы (часто мономинеральные диопсидовые), высокоглиноземистые породы. Большую роль в строении карбонатных формаций архея играют графитсодержащие разности пород.

К сожалению, о преимущественном составе карбонатных пород в конкретных разрезах докембрия (как для архея, так и в меньшей, правда, степени для протерозоя) не всегда имеется достаточно данных: авторы обычно ограничиваются наименованием «карбонатная порода» без дальнейшей расшифровки. Однако имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют отметить, что для архейских образований характерно наличие в самых нижних частях разрезов известняков и доломитов. В средних частях карбонатные породы имеют преимущественно доломитовый состав, а в верхних — известковистый. О каких-либо закономерностях в распределении состава карбонатных пород по протерозойским разрезам говорить пока трудно, так как имеющийся обширный материал с точки зрения состава карбонатных пород не систематизирован. Следует лишь указать, что многие исследователи выделяют эпохи накопления мощных толщ карбонатных пород доломитового состава, приуроченные к различным временны́м рубежам протерозоя. Говоря о составе пород, необходимо отметить, что в докембрийских разрезах их карбонатная

составляющая, как правило, отвечает либо чистому известняку, либо чистому доломиту. Разности, соответствующие доломитовым известнякам или известковым доломитам, практически отсутствуют.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА ОСАДОЧНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

В настоящее время осадочные породы классифицируются по целому ряду признаков. В одном случае учитывается генезис пород, в другом — их гранулометрический состав, в третьем — текстурные и структурные признаки (Рухин, 1961). Для отдельных разновидностей пород созданы более детальные классификации: так, песчано-алевритовые породы предложено делить по соотношению песка, глины, алеврита (Пустовалов, 1936); карбонатные — по содержанию в породе известняка, доломита и нерастворимого остатка (Вишняков, 1933) и т. д. Во всех предложенных схемах осадочные породы образуют обширные поля практически любых содержаний компонентов. Так, например, из классификации С. Г. Вишнякова (1933) следует, что существует 36 типов песчано-глинисто-карбонатных пород, содержания известняка, доломита и нерастворимого остатка в которых могут изменяться от 0 до 100%.

Таким образом, исходя из упомянутых классификаций, следует полагать, что состав осадочных пород по существу ничем не лимитирован, и в любых параметрах, отражающих их химический состав, осадочные породы должны заполнять практически все поле, ограниченное координатами.

Ввиду того что в метаморфических породах обычно не сохраняется внешних признаков осадочного либо магматического происхождения, суждение об их первичной природе приходится основывать на сопоставлениях химических составов метаморфических, осадочных и магматических пород. С этой целью П. Ниггли (Четвериков, 1956), Н. А. Доморацкий (1964), Лик (Leak, 1964), А. А. Предовский (1970), Рош (1972) и другие исследователи предложили диагностические диаграммы, на которые наносились данные по магматическим и осадочным породам. В основу построения этих диаграмм были положены величины петрохимических коэффициентов, рассчитываемые по содержаниям в породах тех петрогенных компонентов, которые авторами признавались определяющими.

Для большинства диагностических диаграмм характерно, что поля осадочных пород на них обширны, магматических — локальны. При пользовании этими диаграммами пришлось столкнуться с тем, что часто заведомо осадочные породы попадают в поля развития пород магматических (Пара- и ортоамфиболиты..., 1972). Кроме того, метаморфические породы первично осадочного происхождения не давали столь больших разбросов в содержаниях отдельных химических компонентов, как это свойственно,

по общему мнению, породам осадочным, а группировались в локальные поля, сопоставимые по размерам и частично совпадающие с полями магматических пород.

Ввиду ограниченных возможностей использования указанных диаграмм была предпринята попытка рассмотреть петрохимические особенности осадочных пород, не задаваясь заведомо такими ограничениями, как оперирование теми или иными петрохимическими коэффициентами: суммами окислов $SiO_2+Al_2O_3$, $CaO+MgO$, их соотношениями $(FeO+Fe_2O_3)-(CaO, MgO+FeO+Fe_2O_3)-SiO_2$ и коэффициентами *al*, *alk* и т. д. Было решено рассмотреть лишь парные отношения всех петрогенных окислов. Выбор объекта определялся на основании следующих требований: толщи осадочных пород должны быть хорошо геологически изучены, иметь возрастное обоснование, быть сложены разнообразными по составу осадками, полно охарактеризованными химически (в идеале — послойные определения химического состава с указанием мощности слоев). Необходимый материал был найден в работах Л. М. Миропольского (1956) и В. И. Данчева (1947) по пермским отложениям Татарии, Г. Л. Миропольской и др. (Нефтеносность..., 1960) по девонским осадкам Татарии, Г И. Бушинского (1954) по меловым отложениям Днепровско-Донецкой впадины; менее систематический материал был собран и по другим регионам. Всего использовано более 20 000 силикатных анализов осадочных пород, к сожалению, не всегда полных. Так, представительного материала по содержанию щелочных окислов собрать не удалось, в связи с чем авторы были вынуждены исключить их из рассмотрения.

Были построены диаграммы содержаний пар окислов для каждой из свит, толщ во всех возможных сочетаниях из семи окислов — SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, (Fe_2O_3+FeO), MnO, CaO, MgO. Окислы железа рассматривались в сумме для сопоставления в дальнейшем с метаморфическими породами, в которых окисное железо неизбежно восстанавливается в процессе метаморфизма. Всего была построена 21 диаграмма составов пар SiO_2—Al_2O_3, SiO_2—TiO_2, SiO_2—(Fe_2O_3+FeO), SiO_2—MnO, SiO_2—CaO, SiO_2—MgO (6 для SiO_2) и 5 для Al_2O_3: Al_2O_3—TiO_2, Al_2O_3—(Fe_2O_3+FeO) и т. д., 4 для TiO_2, 3 для (Fe_2O_3+FeO), 2 для MnO и диаграмма CaO—MgO. В результате построения оказалось, что в пределах каждой конкретной толщи свиты содержания пар окислов в разных породах — песчаниках, глинах, известняках — детерминированы, и анализы этих пород располагаются вдоль прямой линии либо плавной параболы. На рис. 13—15 представлено несколько частных диаграмм, иллюстрирующих соотношения ряда окислов в породах отдельных свит.

Таким образом, выяснилось, что в отложениях татарского яруса, например, несколько окислов (SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, Fe_2O_3+FeO, MnO) связаны между собой положительными корреляциями, поэтому все их парные графики будут подобны, и нет

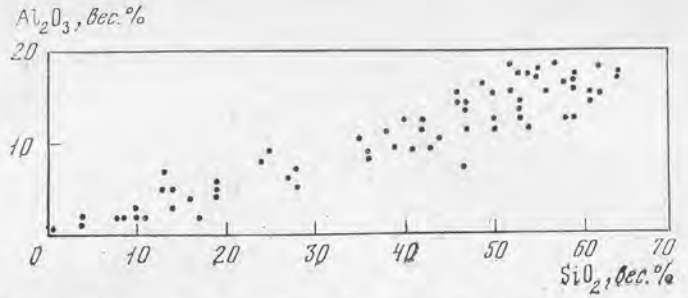


Рис. 13. Соотношение Al_2O_3 и SiO_2 в уфимских отложениях перми Татарии, по данным Л. М. Миропольского (1956, табл. 33, 35)

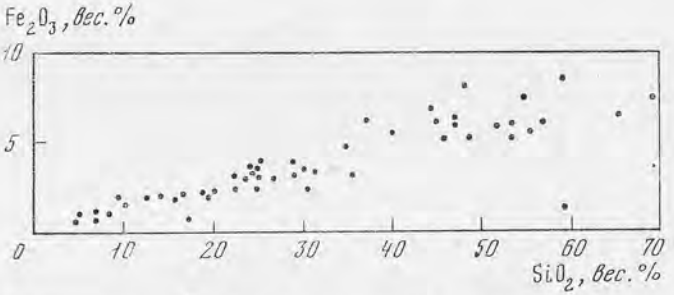


Рис. 14. Соотношение Fe_2O_3 и SiO_2 в отложениях татарского яруса перми Татарии, по данным Л. М. Миропольского (1956, табл. 35)

смысла их постоянно рассматривать. В других отложениях набор окислов, ведущих себя подобно, может быть иным. Путем многочисленных построений мы пришли к выводу, что число необходимых парных диаграмм можно сократить с 21 до 3 (SiO_2—Al_2O_3; SiO_2 — суммарное железо; CaO — MgO), что позволяет охарактеризовать петрохимический состав практически любой осадочной породы.

Таким образом, выявилось, что для осадочных пород одного возраста, слагающих единую толщу, характерны общие коэффициенты распределения пар окислов. Так, в песчаниках, аргиллитах и мергелях татарского яруса отношение CaO/MgO всегда близко к 1,5; SiO_2/Al_2O_3 составляет около 4, т. е. обнаружен факт их химического сродства, когда содержание каждого из окислов обусловлено, детерминировано определенными содержаниями всех прочих окислов. Например, если в осадочной породе содержится 15% CaO, то с учетом $CaO/MgO=1,5$ содержание MgO составит 10%. В то же время из диаграммы рис. 15 следует, что в породе, содержащей 25% $CaO+MgO$, величина SiO_2 составит 35—36%, а затем рассчитывается через SiO_2/Al_2O_3 (см. рис. 13)

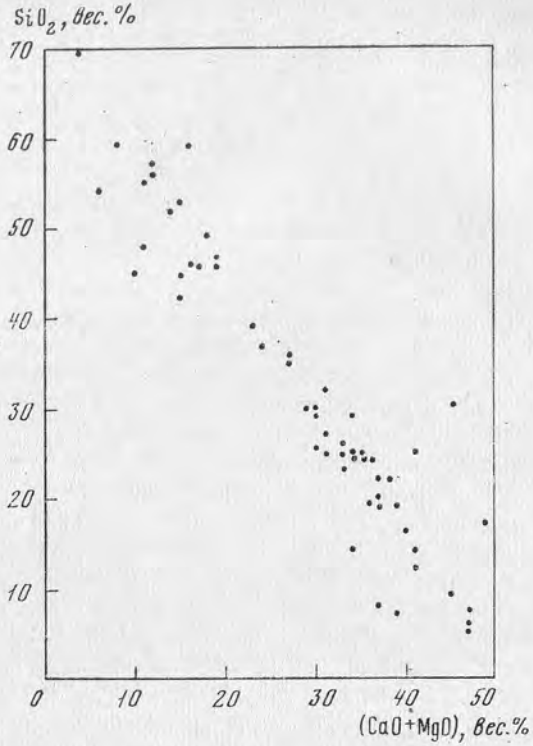


Рис. 15. Соотношение SiO_2 и (CaO+MgO) в отложениях татарского яруса перми Татарии, по данным Л. М. Миропольского (1956, табл. 95)

содержание Al_2O_3, равное 7—8%, и т. д. Таким образом, на любой из петрохимических диаграмм осадочные породы не будут образовывать беспредельных полей, а дадут строго ограниченные участки, соизмеримые по площади с полями пород магматических. Так, из рис. 13 видно, что если в породе 40% SiO_2, то Al_2O_3 должно быть около 10%, в этой толще не может быть породы, содержащей 40% SiO_2 и 40% Al_2O_3.

При рассмотрении большого количества данных выяснилось, что чаще всего в осадочных породах такие окислы, как SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3+FeO, связаны между собой положительно, и графики их парных отношений для разных толщ будут подобными.

Принципиально иную картину дала диаграмма содержаний CaO—MgO (рис. 16). Характер отношений этих окислов меняется в разных толщах. Так, татарские отложения (Данчев, 1947; Миропольский, 1956) расположились вдоль линии *О—Д*, франские Татарии (Нефтеносность..., 1960) и меловые Днепровско-Донецкой впадины (Бушинский, 1954) — вдоль прямой *О — К*, рифейские сидеритоносные толщи Южного Урала (Созинов,

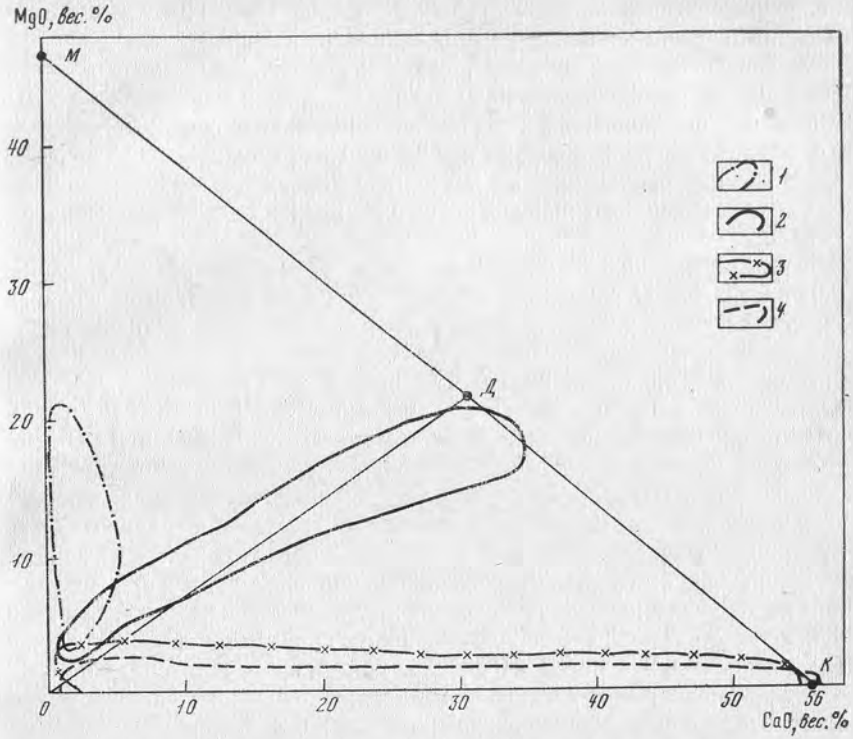


Рис. 16. Соотношение MgO и CaO в осадочных породах палеозоя Татарии, мезозоя Днепровско-Донецкой впадины, рифея Южного Урала

1 — осадочные породы рифея Южного Урала (по материалам Н. А. Созинова; 10 анализов); *2* — осадочные породы татарского яруса перми Татарии (по данным Л. М. Миропольского, 1956; 117 анализов); *3* — осадочные породы эйфельского и франского ярусов девона Татарии (Нефтеносность..., 1960; 264 анализа); *4* — меловые отложения Днепровско-Донецкой впадины (по данным Г. И. Бушинского, 1954; 272 анализа)
Теоретический состав: *М* — магнезита, *Д* — доломита, *К* — кальцита

1975б) — по прямой *О — М*. Пределом возможных содержаний этих окислов в осадочных породах явилась в первом случае точка *Д* — теоретический состав доломита, во втором — точка *К* — теоретический состав кальцита, третий тип отношений CaO/MgO, по-видимому, достигает точки магнезита. Таким образом, выявилось, что в рассмотренных осадочных породах однотипны соотношения всех окислов, кроме CaO и MgO. Последние же образуют три типа соотношений, что обусловило выделение трех петрохимических рядов осадочных пород — доломитового, кальцитового и магнезитового. Каждый из этих рядов включает в себя, кроме карбонатных, и другие породы — пески, глины, аргиллиты и т. д., которые тем не менее по содержаниям CaO и MgO принципиально отличаются друг от друга, вследствие чего про-

цесс карбонатообразования следует признать ведущим в возникновении петрохимических типов осадочных пород.

Петрохимические ряды осадочных пород, располагающиеся вдоль сторон треугольников $0-M$, $0-Д$ и $0-K$, можно рассматривать как ряды нарастающей карбонатности пород, от точки 0 в каждом из них нарастают содержания $(CaO+MgO)$ и CO_2. Остановимся подробно на двух рядах — доломитовом и кальцитовом, по которым имеется обширный аналитический материал.

В направлении от точки 0 к точкам $Д$ и K возрастают количества CaO, MgO, CO_2 в первом случае и CaO и CO_2 — во втором, т. е. эти окислы связаны между собой положительными корреляционными зависимостями, и ряды $0-Д$ и $0-K$ мы можем проградуировать по содержанию карбонатного компонента. Но параллельно с возрастанием содержаний CO_2, $(CaO+MgO)$ или CaO происходит столь же закономерное падение содержаний других окислов: SiO_2, $Al_2O_3(Fe_2O_3+FeO)$ в первом случае и SiO_2, $Al_2O_3(Fe_2O_3+FeO)$, MgO — во втором. Поэтому выявленные ряды можно проградуировать фактически по любому из окислов или по сумме окислов. Для облегчения сопоставления осадочных, метаморфических и магматических пород, с учетом того, что общепринято деление последних по кислотности, т. е. содержанию SiO_2, отрезки $0-Д$ и $0-K$ были разбиты на участки равных содержаний SiO_2 — через 10%. Получилось восемь классов осадочных пород доломитового и кальцитового рядов по кислотности. В каждом из классов[1] близки содержания не только SiO_2 но и CaO, MgO (небольшие интервалы значений по ординате и абсциссе). Но, как было установлено, содержание любого из окислов в осадочной породе связано с содержанием остальных, и поэтому в каждом из классов будут сходны содержания окислов алюминия, железа, титана, марганца и, видимо, малых элементов. Для иллюстрации приведены данные по одной из осадочных толщ (рис. 17). Конкретные анализы обозначены точкой, положение которой определяет содержание CaO и MgO. Содержания SiO_2, Al_2O_3, (Fe_2O_3+FeO) вынесены около каждой точки. В пределах выделенных по содержаниям SiO_2 интервалов содержания прочих окислов также близки, дисперсии небольшие. Рассмотрим два соседних класса пород (табл. 19).

Во всех выделенных классах осадочных пород кальцитового и доломитового рядов с учетом низкого разброса значений вычислены средние арифметические содержания каждого из окислов (рис. 18). Итоговые цифры приведены в нижней части диаграммы. Таким же образом можно рассчитать содержания в каждом из классов TiO_2, MnO, CO_2, а также Na_2O, K_2O, и тогда сумма окислов по каждому из классов составит 100%.

[1] Породы I класса — существенно кварцевые — нами здесь не обсуждаются, так как не входят в состав рассмотренных толщ.

Таблица 19

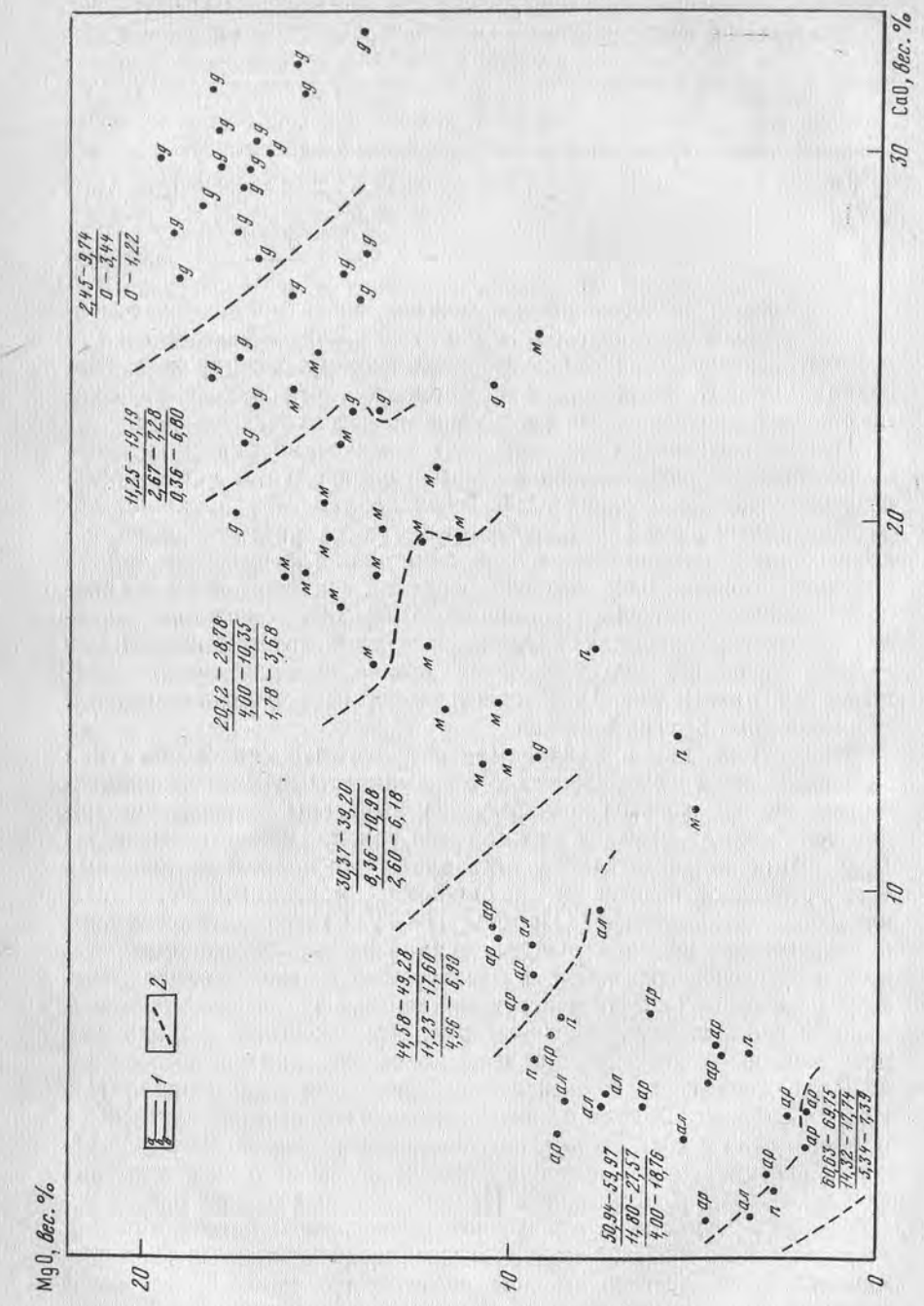
Содержания некоторых окислов (в %) в породах VII и VIII классов татарского яруса

Классы	SiO_2	CaO	MgO	Al_2O_3	(Fe_2O_3+FeO)
VII	8,46—19,19	22—27,2	13,9—18,4	2,67—7,28	0,36—4,47
VIII	2,45—9,74	26,4—33,8	14,3—19,8	0—3,44	0—1,8

Подводя итог изложенному, можно констатировать, что осадочные породы наряду с общепринятыми классификациями могут быть систематизированы по химическому составу всех слагающих породу петрогенных компонентов, что делает возможным создание химической классификации осадочных пород.

Приводимые выше (см. рис. 18) химические параметры для выделенных классов осадочных пород справедливы и для пород других регионов, следовательно, выявленная общая закономерность и химическая направленность процесса формирования осадочных пород сохраняется и там, отклонения могут быть только частного порядка. Так, в протерозойской сеньской свите Байкало-Патомского нагорья отношение Al_2O_3/SiO_2 превышает таковое в пермских осадках Татарии, и график содержания SiO_2—Al_2O_3 незначительно сдвигается вправо по сравнению с данными диаграммы рис. 13. Соответственно несколько изменяются и содержания других окислов.

Посмотрим, как предлагаемая петрохимическая систематика осадочных пород соотносится с общепринятыми их классификациями. На диаграммы (см. рис. 17) вынесены определения пород татарского яруса в каждой из точек, как они названы Л. М. Миропольским (1956). Оказалось, что породы выделенных V и VI классов именуются в основном мергелями, VII и VIII классов — доломитами. Породы II—IV классов представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками, располагающимися в пределах полей этих классов бессистемно. Та же картина отмечается не только в татарских отложениях, но и по всем рассмотренным осадочным толщам (см. рис. 18), т. е. такая порода, как песчаник, имеет большие пределы колебаний химического состава, совпадающие с таковыми, например, для глин, аргиллитов. Иными словами, порода одного химического состава может быть представлена и аргиллитом, и песчаником, и глиной. В то же время существует принципиальное различие химического состава между, например, песчаником III класса доломитового ряда и таковым же в кальцитовом и магнезитовом рядах. Таким образом, намечаются по крайней мере три химически различных типа песчаников, глин, аргиллитов, алевролитов, граувакк. Каждому из них присущи определенные содержания прежде всего CaO, MgO,



CO_2, а также малых элементов, свои корреляционные отношения и как следствие этого — разный минералогический состав. Это делает понятным противоречивость литературных данных по величинам содержаний, корреляций элементов осадочных пород.

Таким образом, есть основания полагать, что, например, среднюю корреляцию магния с никелем в глинах вычислить невозможно, так как в глине кальцитового ряда она всегда положительна, доломитового — отрицательна и т. д. Кроме того, не имеет смысла и может привести к ошибочным выводам оперирование средними содержаниями химических элементов в осадочных породах без учета выявленных закономерностей, так как, например, глина может относиться ко II, III или IV классам, а, по нашим данным, максимальные содержания таких элементов, как Ni, Co, Cr, V, присущи лишь осадочным породам III класса, где отмечается небольшой максимум по железу (см. рис. 18). Границы, проведенные по содержанию SiO_2 между IV и V, VI и VII классами (см. рис. 17), совпали с общепринятым делением пород: песчаники (глины, аргиллиты) — мергели, мергели — известняки (доломиты). Поэтому на той же основе можно предложить и химическую классификацию карбонатных пород (табл. 20), так, в VII и VIII классы попадают только доломиты (в доломитовом ряду) и известняки (в кальцитовом). К доломитам следует относить породы, содержащие в среднем — 10% SiO_2 (от 0 до 20%); 5,7% Al_2O_3; до 2% Fe_2O_3+FeO; 21—35% CaO; 13—23% MgO; к известнякам — соответственно 40—46% CaO и 0—4% MgO.

Граница между IV и V классами является границей между мергелями и песчаниками, алевролитами, аргиллитами (см. рис. 18). Следовательно, мергелем называется порода, отвечающая V—VI классам, в которой содержание SiO_2 колеблется от 20 до 40% (в среднем 30%), Al_2O_3 в среднем 8%, Fe_2O_3+FeO — 3%. Сложнее обстоит дело с номенклатурой песчано-глинистых пород, в которых (как указано выше) химическая градация не совпадает с общепринятыми классификациями. Поэтому породы III—IV классов могут быть определены как карбонатные пески, глины, алевролиты, аргиллиты — в зависимости от их гранулометрического состава в каждом конкретном случае. Таким же образом породы II класса предлагается рассматривать как слабокарбонатные пески, глины и т. д.

Классификация не является полной, так как в ней не приводятся данные по некоторым окислам.

Рис. 17. Соотношение MgO и CaO в отложениях татарского яруса. Составлено по материалам Л. М. Миропольского (1956)

1 — колебания содержаний (вес.%): *а* — SiO_2, *б* — Al_2O_3, *в* — Fe_2O_3 в пределах выделенных полей; *2* — границы между полями, проведенные по содержанию в породах SiO_2
п — песчаник, *ал* — алевролит, *ар* — аргиллит, *м* — мергель, *д* — доломит

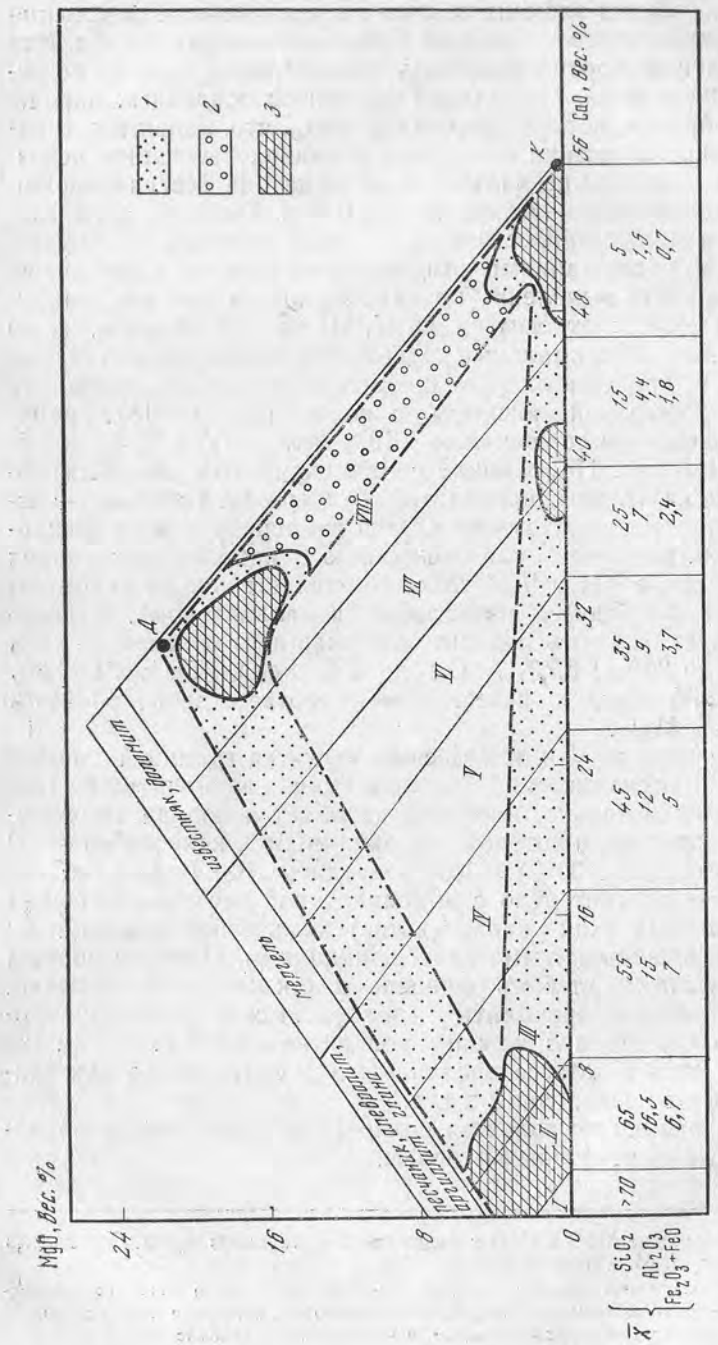


Рис. 18. Диаграмма содержаний основных петрогенных окислов в осадочных породах

I—VIII — петрохимические классы осадочных пород; $\bar{x}$ — средние содержания (вес %) окислов по классам; *1—3* — статистическое распределение аналитических данных: *1*—5% анализов; *2* — 5—20% анализов; *3* — 20—75% анализов
Теоретический состав: *Д* — доломита, *К* — кальцита

Таблица 20

Содержание основных породообразующих окислов (вес. %) в карбонатных осадочных породах

Породы		MgO	CaO	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3+FeO	Петрохимические классы пород
Известняк		0—4 13—23	40—56 21—35	1—20	0—5,7	0—2,1	VII— —VIII
Мергель Мергель доломитовый		0—3,2 8,5—17	22—40 11—24,5	20—40	5;7—10,5	2,1—4,3	V— —VI
Карбонатный песок (глина, аргиллит, алевролит)	известковый доломитовый	3,2—3,9 4,3—11,2	13—26 4—15	40—55	10,5—15	4,3—7	III— — IV
Слабокарбонатный песок (глина, аргиллит, алевролит)	известковый доломитовый	0—6 0—7	0—13 0—18	55—57	15—16,5	5,2—7	II—III

В процессе обработки материалов по химизму осадочных пород была установлена неравномерность распространенности пород по классам. Прежде всего, важно отметить, что анализы осадочных пород располагаются вдоль сторон треугольников $O-M-Д$ и $O-Д-K$, причем основная масса сосредоточена в интервалах $O-M$, $O-Д$ и $O-K$. На долю пород, попадающих на стороны $Д-K$ и $M-K$, приходится не более 5%, в средние части треугольников попадает до 2% осадочных пород, причем чаще всего это породы, не содержащие SiO_2 (см. рис. 17).

Правее и выше прямой $M-K$ осадочных пород не встречено вообще. В пределах каждого из рядов (стороны треугольников) распространенность пород также неравномерная. В вершинах треугольников *О*, *Д* и *К* имеются максимумы — это доломиты, известняки и породы II—III классов (песчаники, глины, аргиллиты, граувакки и т. д.). В IV—VII классах породы распространены примерно одинаково, за исключением того, что в кальцитовом ряду имеется частный максимум на границе VI и VII классов, т. е. при значениях CaO 40% и SiO_2 20% (см. рис. 18).

Наличие максимумов в вершинах треугольников объясняется, по-видимому, наибольшей энергетической стабильностью пород именно такого состава в физико-химических условиях морских бассейнов. В иных же физико-химических условиях, например при метаморфизме, картина может измениться. С целью провер-

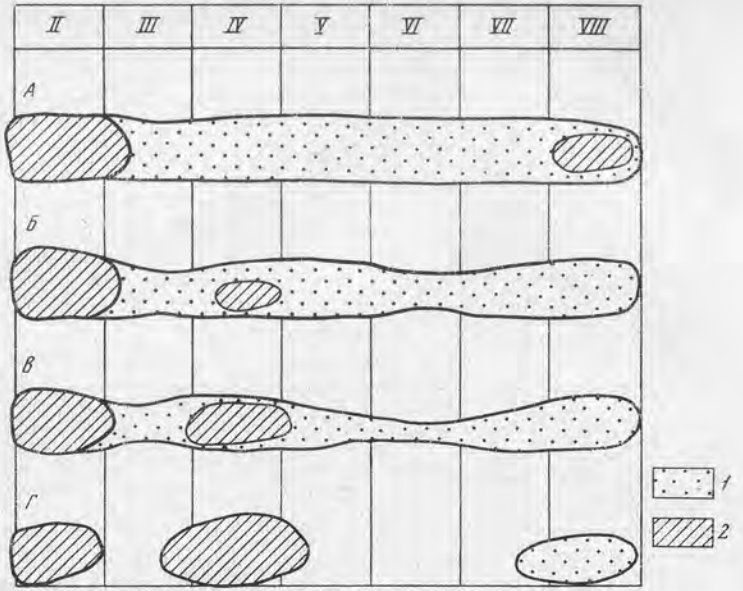


Рис. 19. Распределение составов осадочных и осадочно-метаморфических пород доломитового ряда по классам. Составлено по данным В. И. Данчева (1947), Г. И. Бушинского (1954), Л. М. Миропольского (1956), Нефтеносность.., 1960; Л. И. Филатовой (1962), А. А. Предовского (1970), Н. А. Созинова (1975); А. А. Маракушева и др. (1966), по материалам А. Г. Зайцева и 723-м анализам осадочно-метаморфических пород докембрия Алданского и Балтийского щитов

1, 2 — статистическое распределение аналитических данных (*1* — 5—20% анализов; *2* — свыше 20% анализов); *II—VIII* — петрохимические классы пород; *А* — осадочные породы, *Б—Г* — осадочно-метаморфические породы (*Б* — фации зеленых сланцев, *В* — амфиболитовой фации, *Г* — гранулитовой фации)

ки этого предположения были сравнены данные по осадочным породам доломитового ряда — неметаморфизованным и в различной степени метаморфизованным. Общие тенденции изменения химического состава осадочных пород доломитового ряда при метаморфизме можно представить в виде схемы (рис. 19).

Не останавливаясь на рассмотрении схемы подробно, подчеркнем основные тенденции: 1) по мере нарастания метаморфизма непрерывный ряд осадочных пород становится дискретным, распадаясь на химические совокупности пород, видимо, наиболее стабильных, энергетически выгодных в условиях метаморфизма, отличных от условий осадкообразования: 2) уже со стадии фации зеленых сланцев намечается образование нового максимума, отвечающего по составу IV классу осадочных пород (40—50% SiO_2).

По мере нарастания метаморфизма все четче становится обособленность этих пород, и в условиях гранулитовой фации они

образуют густой рой точек, отделенных интервалами, свободными от метаморфических пород вообще. Слева интервал отделяет их от гнейсов и соответствует примерно III классу пород, а справа — от кальцифиров и мраморов. Здесь интервал гораздо шире и охватывает практически три класса (V—VII). Если в осадочных породах в интервале от IV до VIII класса наблюдаются карбонатсодержащие породы — карбонатные пески, глины, мергели, доломиты, то по мере нарастания метаморфизма поле существования карбонатсодержащих пород настолько сужается, что на уровне гранулитовой фации они (мраморы и кальцифиры) сосредоточены в крайней правой части ряда, отвечая в основном VIII классу. Даже VII класс слагают бескарбонатные мономинеральные диопсидовые кристаллические сланцы. Между пироксен-, амфибол-, биотит-, гранат-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и кальцифирами практически не наблюдается переходных разностей.

Исходя из полученных данных, можно заключить, что мергели и карбонатные песчано-глинистые породы при метаморфизме теряют практически весь CO_2, превращаясь в породы бескарбонатные, причем наиболее кислые их разности переходят в гнейсы с содержанием SiO_2 60—50%, основные —в кристаллические сланцы (SiO_2 50—40%). Поле доломитов также сужается — доломиты VII класса в основном теряют углекислоту, VIII — теряют ее гораздо меньше. В дальнейшем предполагается рассчитать точные цифры потери CO_2 для пород каждого класса.

Таким образом, можно констатировать, что в высокометаморфизованных толщах в качестве карбонатных сохраняются лишь изначально существенно карбонатные породы. Даже доломиты с повышенной силикатной примесью и мергели в процессе регионального метаморфизма превращаются в различные бескарбонатные кристаллические сланцы. Это необходимо учитывать при сравнении распространенности карбонатных пород в докембрии и фанерозое. Точные данные для суждения об эволюционной направленности развития Земли и процесса карбонатообразования, в частности, может пока дать только сопоставление распространенности мраморов и кальцифиров докембрия с распространенностью доломитов и известняков фанерозоя, содержащих до 10% SiO_2.

Вот почему, занимаясь карбонатными породами докембрия, авторы были вынуждены рассматривать такие метаморфические породы, которые на первый взгляд не имеют ничего общего с мраморами и кальцифирами. В самом деле, ведь даже осадки II класса в какой-то мере карбонатны, и величина карбонатности пород возрастает слева направо (см. рис. 18, табл. 20).

ДИАГНОСТИКА ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ КАРБОНАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Решение проблемы первичной природы метаморфических комплексов фактически сводится к решению вопроса о первичной природе метакарбонатных пород. Действительно, все метаморфические породы можно объединить в пять крупных групп: кварциты, гнейсы, в том числе высокоглиноземистые, полевошпатовые кристаллические сланцы, бесполевошпатовые кристаллические сланцы, мраморы и кальцифиры. Вопросы первичной природы кварцитов и высокоглиноземистых пород большинством исследователей решаются однозначно — они обычно рассматриваются как метаосадки. Поэтому полемика разворачивается практически лишь вокруг пород, попадающих в интервалы от III до VIII классов включительно: это доломиты, известняки, мергели, карбонатные песчаники, глины и т. д. И, таким образом, проблема пара-, ортопород замыкается на породах карбонатных.

В связи с тем, что карбонатные осадочные породы, образующие непрерывный ряд, в процессе метаморфизма, по-видимому, дают такие достаточно полярные породы, как кальцифиры и кристаллические сланцы, общую проблему первичной природы карбонатных метаосадков можно разбить с учетом этого на ряд частных проблем. Это прежде всего проблема метаморфизованных известняков и доломитов (мраморов и кальцифиров) и сходных с ними по составу скарнов и карбонатитов, а также смешанных песчано-глинисто-карбонатных осадков, магматических пород основного состава и основных кристаллических сланцев.

Химически и минералогически сопоставимыми с мраморами и кальцифирами породами являются карбонатиты и скарны. Для толщ слабо метаморфизованных пород вопрос первичной природы обычно не вызывает сомнений, так как в них сохраняются текстурные и структурные признаки осадочных пород, да и слагающие минеральные ассоциации обычно более низкотемпературны, чем в карбонатитах и скарнах. Поэтому проблема орто- и параприроды возникает на уровне гранулитовой и частично амфиболитовой фаций метаморфизма.

Как показано выше, в этих условиях в качестве карбонатных сохраняются лишь породы, близкие к теоретическим составам доломита и кальцита, т. е. породы VIII класса. На графике они располагаются вдоль прямой $M — K$ (см. рис. 18). В скарнах же количество SiO_2 обычно становится больше, а CaO, MgO — меньше. Область развития скарнов оказывается, таким образом, сдвинутой вдоль граней $O — Д$ и $O — K$. Схематически это изображено на рис. 20. Таким образом, скарны отличаются от прогрессивно метаморфизованных известняков и доломитов расположением на диаграмме рис. 20 левее пород VIII класса.

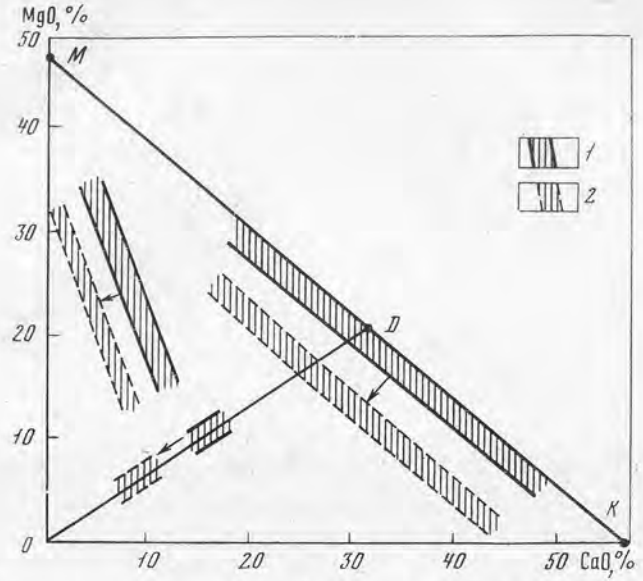


Рис. 20. Направленность изменения содержаний MgO и CaO в процессах вторичных преобразований пород

Породы: *1* — неизмененные, *2* — измененные. Теоретический состав: *M* — магнезита, *Д* — доломита, *K* — кальцита

Это теоретическое заключение было проверено на примере кальцифиров гранулитового комплекса архея Балтийского щита. При нанесении аналитических данных по этим породам на диаграмму (рис. 21) оказалось, что поле развития их сдвинуто влево от поля кальцифиров (см. рис. 18). Основываясь на этом, можно предположить, что кальцифиры гранулитового комплекса подвержены процессам скарнирования. При этом наряду с изменениями в содержаниях CaO и MgO соответственно изменяются и содержания прочих окислов.

Изложенный выше метод применим не только при решении альтернативы кальцифир — скарн, так как любое вторичное преобразование метаосадочной породы может нарушить баланс, свойственный ее химическому составу. Так, например, при гранитизации амфиболита, содержащего около 8% MgO, 10% CaO, 56% SiO_2, в нем снижаются количества MgO и CaO и несоизмеримо возрастает количество SiO_2, т. е. порода по MgO и CaO будет отвечать, предположим, IV классу, а по SiO_2 — II, III классам. Следует ожидать, что по этому же принципу будет изменяться состав пород в процессах диафтореза и т. д.

В применяемых параметрах [весовые содержания MgO—CaO, SiO_2—(Fe_2O_3+FeO), SiO_2—Al_2O_3] были сравнены данные по хи-

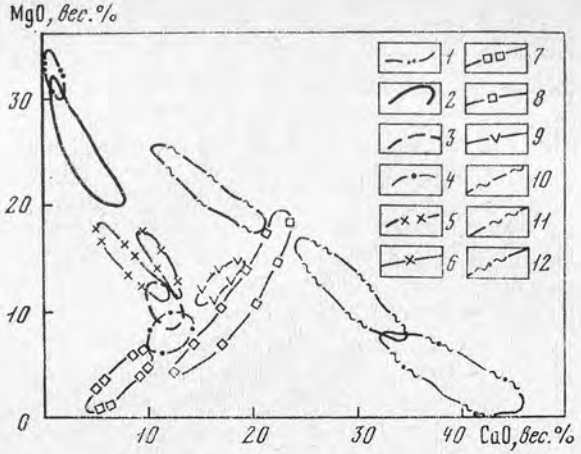


Рис. 21. Соотношения MgO и CaO в метаморфических породах гранулитового комплекса Балтийского щита

1 — серпентиниты; *2, 3* — кристаллические сланцы: *2* — оливин-пироксеновые, *3* — пироксеновые; *4—6* — эклогиты: *4* — с гиперстеном, *5* — с бесцветным пироксеном, *6* — со светло-зеленым пироксеном; *7—9* — основные кристаллические сланцы; *10* — тремолит-актинолитовые сланцы; *11, 12* — кальцифиры
1 — 7, 9 — 11 — район Сальных тундр; *8, 12* — район Порьей губы

мическому составу карбонатных осадочных, метаосадочных пород и карбонатитов. По карбонатитам и генетически связанным с ними породам были использованы 286 анализов (Карбонатиты, 1969; материалы авторов). Полученные данные свидетельствуют о том (рис. 22), что среди карбонатитов различаются кальцитовые и доломитовые разности, близкие по составу к теоретическим кальциту и доломиту, практически без признаков переходов между кальцитовыми и доломитовыми карбонатитами. Кроме того, карбонатиты и вмещающие их щелочные породы не образуют химически непрерывного ряда, и по содержаниям большинства окислов отделяются друг от друга значительными промежутками. По абсолютным величинам содержаний главных окислов карбонатиты сходны с осадочными карбонатными породами, поэтому эти величины не могут служить критериями отличия мраморов (кальцифиров) от карбонатитов. Отличия улавливаются в корреляциях между окислами, в связи с чем линия регрессии выборок по карбонатитам (например, по содержаниям CaO и MgO) всегда направлена в центральную часть треугольника $O — Д — K$ (см. рис. 22), а по кальцифирам — вдоль сторон этого треугольника. Из диаграммы содержаний SiO_2—(Fe_2O_3+ +FeO) (рис. 23) видно, что сильная положительная связь этих окислов в осадочных породах (и кальцифирах) не сопоставима со слабой их корреляцией и даже неоднозначными соотношения-

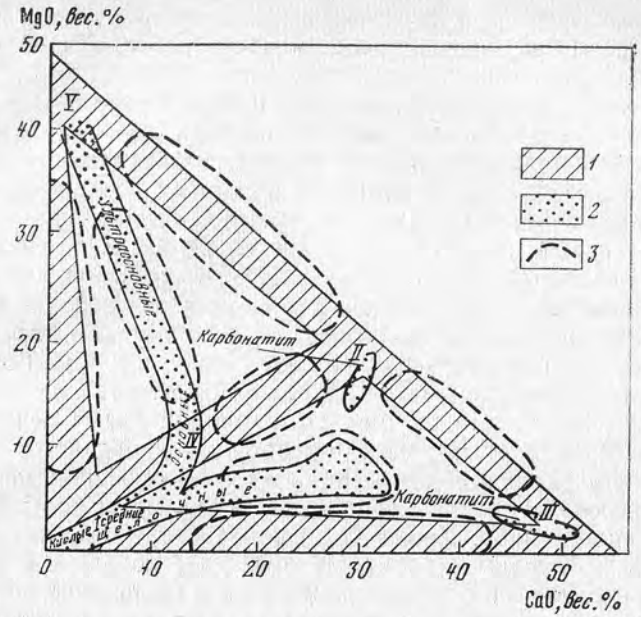


Рис. 22. Соотношения MgO и CaO в осадочных и магматических породах

1, 2 — породы: *1* — осадочные, *2* — магматические (средние данные) (Войткевич и др., 1970); *3* — поля возможной диагностики генезиса пород; *I—V* — поля неопределенности

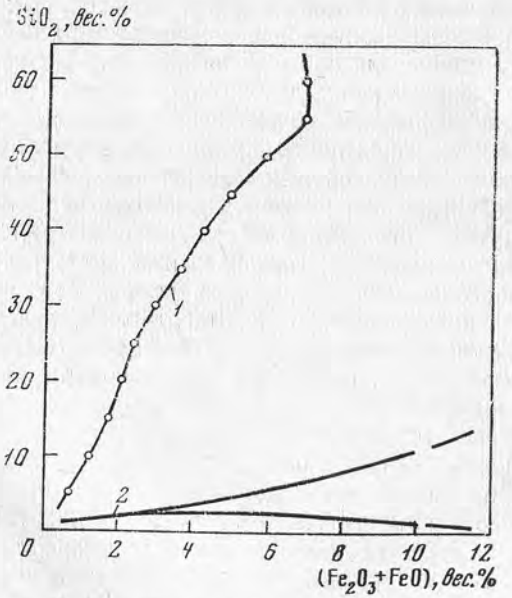


Рис. 23. Соотношения SiO_2 и (Fe_2O_3+FeO) в осадочных породах (*1*) и карбонатитах (*2*)

ми в карбонатитах. К этому следует добавить различия, уже выявленные ранее по составу элементов-примесей (Гиммельфарб и др., 1975).

По совокупности всех предложенных критериев обычно можно однозначно решить альтернативу карбонатит — кальцифир.

Наиболее сложной является проблема определения первичной природы метаморфизованных смешанных песчано-глинисто-карбонатных пород. В настоящее время в том случае, когда в метаморфической породе не сохраняется реликтов, признаков ее первично осадочного либо магматического происхождения, вопрос первичной природы решается с помощью петрохимических диаграмм, предложенных рядом исследователей (см. выше), либо геохимических критериев (Shaw, Kudo, 1965; Горбачев, 1973б). Каждый исследователь берет за основу те или иные химические элементы и их группы. Но из полученных нами данных (см. рис. 18) следует, что состав осадочных пород детерминирован и разброс значений содержаний в них химических элементов невелик, и потому составы осадочных пород могут быть изображены в виде трендов. Кроме того, ранее исследователи обычно оперировали окислами (группами окислов), которые, по нашему мнению, не являются определяющими ни в осадочном, ни в магматическом процессах. Так, например, был использован параметр $Fe_2O_3+TiO_2+CaO$ (Рош, 1972). Однако в осадках доломитового и кальцитового рядов железо является антагонистом кальция, так же как и в магматических породах состава от базальта до гранита, поэтому очевидно, что как для тех, так и для других пород подобная сумма окислов не имеет принципиального значения. Характер поведения элементов-примесей в осадочных породах также зависит от принадлежности пород к тому или иному петрохимическому ряду. Без учета этого не имеет смысла вычислять универсальные средние содержания и корреляции.

Как показано выше, различие петрохимических типов осадочных пород выражается в разном характере содержаний и отношений CaO и MgO. В то же время в ходе магматической дифференциации (Момджи, 1965) кальцию и магнию также принадлежит ведущая роль в формировании генетических серий пород. Поэтому была построена общая диаграмма соотношений CaO и MgO для осадочных и магматических пород (см. рис. 22). Для осадочных пород использовались данные, собранные авторами, для магматических — средние данные по основным типам пород (Краткий справочник..., 1970).

Магматические породы по содержаниям в них CaO и MgO разбиваются на две линии — нормальной и повышенной щелочности, которые на значительном протяжении располагаются в центральных частях треугольников, свободных от пород осадочных. В то же время значительные участки периметров треугольников *О — М — Д* и *О — Д — К* отражают области существования пород осадочных. Такие заведомо интрузивные и заведомо осадочные поля оконтурены пунктирной линией. В область неопределенности (I—V) попадают остальные участки — либо пересечения, либо близкого расположения полей осадочных и магматических пород. Но даже в этих случаях имеется возможность выяснить их первичную природу.

Так, магматические породы кислого состава (поле I) правее точки *О* близко подходят к осадкам кальцитового и доломитового рядов. Однако известно, что осадочным породам кальцитового ряда присуща отрицательная корреляция между CaO и MgO, магматическим же породам кислого состава — положительная. В осадочных породах доломитового ряда при положительной корреляции этих окислов величина отношения CaO/MgO всегда близка к 1,5. Магматические же породы, располагаясь на рис. 22 ниже осадков доломитового ряда, содержат больше CaO, и отношение CaO/MgO всегда превышает 1,5. Критерии различия карбонатитов и кальцифиров (II, III) рассматривались выше. Перейдем к рассмотрению поля неопределенности IV. Здесь пересекаются осадки IV класса доломитового ряда и основные магматические породы нормальной щелочности. Проблема усложняется тем, что, как было показано ранее (см. рис. 19), в процессе метаморфизма из разнообразных по составу (IV—VI) песчано-глинисто-карбонатных пород формируются метаморфические породы состава, близкого к осадкам IV класса, и поэтому метаморфические породы IV класса распространены гораздо шире, чем осадочные того же класса. Вместе с тем в ту же область перекрытия попадает и один из максимумов распространения пород магматических (диабазы, габбро). Поэтому проблема первичной природы пород, попадающих в поле неопределенности IV, является проблемой для пород, широко распространенных в докембрии — кристаллических сланцев основного состава, либо метагаббро, метадиабазов, либо метаосадков IV—VI классов. Термодинамические параметры образования осадочных и метаморфических пород имеют принципиально бо́льшие различия, чем параметры метаморфического и магматического процессов, и поэтому широкий спектр осадочных пород в условиях высоких температур, давлений и т. д. сужается до породы, наиболее энергетически целесообразной в этих условиях (см. рис. 19), близкой по составу к диабазу. Причем альтернатива диабаз — осадочная порода касается только пород доломитового ряда и диабазов.

Таким образом, уже в самом процессе метаморфических преобразований заложено сближение составов осадочных пород и магматических, и критериев отличия осадочных пород по мере роста их метаморфических преобразований становится все меньше.

В настоящее время нет возможности предложить достаточно надежные критерии определения первичной природы основных кристаллических сланцев, но ошибочность некоторых путей их поисков становится очевидной на основании выявленных законо-

мерностей. Так, представляется неправомочным и способным ввести в ошибку использование величины средних содержаний и корреляций элементов в определенных типах осадочных пород (глинах, песчаниках и т. д.) без учета принадлежности их к тому или иному петрохимическому ряду. В самом деле, если суммировать литературные данные по химическому составу осадочных пород, то колебания содержаний в них элементов огромны, а корреляции неоднозначны. Проблема осложняется еще и тем, что диабаз и габбро попадают на экстремальную точку кривой магматических пород нормальной щелочности (см. рис. 22). Как видно из рисунка, в ультраосновных — основных породах наблюдается отрицательная корреляция CaO и MgO, а в основных — кислых положительная, и в самих диабазах и габбро, таким образом, она может быть и отрицательной, и положительной. На состав диабаза приходится перелом кривых, построенных и по другим параметрам: SiO_2—Al_2O_3; SiO_2—(Fe_2O_3+FeO) и т. д. Это влечет за собой и смену корреляционных тенденций малых элементов, и с сожалением следует признать, что даже для диабаза не может быть средней величины $r_{SiO_2-Al_2O_3}$, r_{Mg-Ni} и т. д., что еще более усложняет задачу определения первичной природы для части метаморфических пород.

Представляется, что решение проблемы следует искать в принципиальном различии химической дифференциации — осадочной и магматической. Так, в рассмотренных рядах осадочных пород химические элементы по корреляционным соотношениям чаще всего сгруппированы в две полярные ассоциации — карбонатную [Ca, (Ca+Mg), Mg, CO_2] и силикатную (Si, Al, Fe, иногда Ca, Mg). В процессе метаморфизма осадочные породы частично или полностью теряют CO_2, H_2O, изменяются, возможно, содержания и других элементов, но осадочные ассоциации «просвечивают» в метаморфической парапороде. Например, анализ парных корреляций петрогенных окислов, проведенный для глубокометаморфизованных кристаллических сланцев архея Алданского щита (иенгрская серия), показал, что в них обозначились две группы окислов, положительно коррелирующих в пределах групп и отрицательно— между группами: TiO_2, Fe_2O_3, FeO, Al_2O_3, Na_2O, K_2O и CaO, MgO. В этих группах нельзя не признать подобия с ассоциациями окислов в осадочных породах доломитового ряда. В дальнейшем предполагается провести более направленный статистический анализ полученных данных с помощью специальных программ ЭВМ, с выделением первостепенных, устойчивых в процессе метаморфизма критериев различия осадочных и магматических пород и переменных признаков.

Таким образом, в настоящее время возможно дифференцированное решение вопроса о первичной природе метаморфических пород. Для тех или иных пород, как показано выше, он решается с различной степенью достоверности. Но даже те возможности, которыми можно в настоящее время располагать, используя

предложенный метод, позволяют с помощью простейших диаграмм судить в целом о характере конкретной метаморфической толщи. В качестве иллюстрации к сказанному можно рассмотреть породы гранулитового комплекса Кольского полуострова, по поводу происхождения которых существует много разногласий. Слагающие его гнейсы, плагиоклазсодержащие кристаллические сланцы основного состава, бесполевошпатовые существенно пироксеновые сланцы, эклогиты, оливин-шпинель-пироксеновые породы, кальцифиры трактуются и как метаосадки, и как породы мантийные, либо интрузивные.

По материалам С. В. Головни, Н. В. Еремеева, Н. А. Герасимовой, А. Г. Зайцева и авторов (всего 173 анализа) была составлена диаграмма содержаний CaO и MgO в породах гранулитового комплекса. При сравнении этой диаграммы (см. рис. 21) с диаграммой, построенной для осадочных и магматических пород в целом (см. рис. 22), становится очевидным, что: 1) гранулитовый комплекс сложен, вероятно, как осадочными породами преимущественно доломитового ряда, так и магматическими породами по крайней мере ультраосновного-основного состава; 2) и те и другие испытали процессы сильных преобразований, что сместило на диаграмме метаморфизованные осадочные породы вниз влево. [Особенно наглядно это видно по смещению точек, отражающих химический состав осадочных пород от линии $M — K$ (см. рис. 18). На рис. 21 эти породы оказались левее. В том же направлении смещены и магматические породы. Схематизированный принцип смещения изображен на рис. 20]; 3) по приводимой диаграмме к метаосадочным породам можно отнести кальцифиры, тремолит-актинолитовые сланцы, основные кристаллические сланцы из районов Сальных тундр и Порьей губы, к метамагматическим — серпентиниты, оливин-пироксеновые и пироксеновые кристаллические сланцы, эклогиты с гиперстеном и бесцветным пироксеном; 4) среди карбонатных пород комплекса обнаруживаются как разности доломит-кальцитового состава, так и высокомагнезиальные (аналоги осадков, попадающих на линию $M — Д$). Последнее позволяет предполагать наличие эваporитового процесса в архейском бассейне седиментации.

Основные результаты проведенного исследования сводятся к следующему.

1. На протяжении всего докембрийского этапа развития земной коры роль карбонатного осадконакопления была значительной. В большинстве регионов в строении докембрийских комплексов установлены карбонатные отложения и доломитового и кальцитового составов. При этом заслуживает особого внимания факт формирования уже в самом раннем архее наряду с доломитами мощных толщ известняков.

2. Анализ распространенности карбонатных пород в докембрии привел к выводу о единообразном закономерном строении большинства докембрийских осадочных и осадочно-метаморфи-

ческих комплексов, что явилось результатом цикличного развития древних бассейнов седиментации. Было выявлено, что карбонатные породы занимают вполне определенное положение в строении докембрийских толщ, располагаясь в верхних их частях, т. е. карбонатонакопление играло в докембрии (как и в фанерозое) существенную роль на завершающих стадиях развития осадочных циклов. При этом совместно с карбонатными отложениями обычно присутствуют кремнистые, высокоглиноземистые и углеродсодержащие породы.

3. В результате обработки по предложенному методу более 20 тысяч силикатных анализов осадочных пород было установлено, что их химические составы подчинены общим закономерностям. Было выявлено несколько рядов, в каждом из которых различные осадочные породы (песчаники, глины, алевролиты, мергели, известняки и др.) связаны определенными параметрами распределения петрогенных окислов.

Принципиальное различие между этими рядами осадочных пород выражается в первую очередь в разных соотношениях кальция и магния, поэтому процесс карбонатообразования можно считать индикатором физико-химических условий, определивших формирование того или иного ряда осадочных пород.

4. На основе выявленных закономерностей предложена петрохимическая систематика осадочных пород кальцитового и доломитового рядов и осадочных карбонатных пород.

5. При сопоставлении химических закономерностей процесса осадконакопления с известными законами формирования магматических образований были получены новые критерии выявления первичной природы метаморфических пород.

Глава III

УГЛЕРОДИСТЫЕ ПОРОДЫ ДОКЕМБРИЯ И ФАНЕРОЗОЯ

Углеродистые формации привлекают в последние годы все большее внимание. Интерес к этим формациям определяется в первую очередь тем, что большое число важных в промышленном отношении месторождений полезных ископаемых так или иначе связано с углеродистыми отложениями. С формациями углеродистых сланцев в докембрии и фанерозое тесно парагенетически связаны месторождения ванадия, урана, золота, меди, железа, фосфора, полиметаллов, различных горючих ископаемых, шунгита, графита и т. п. Кроме того, интерес к этим формациям объясняется и тем особым положением, которое они занимают в геологической истории Земли как остатки «былых биосфер».

Углеродистые формации известны на всех материках и в отложениях все возрастов; они являются обязательной составной частью и метаморфических комплексов докембрия, и осадочных отложений фанерозоя. Общие суммарные запасы захороненного углеродистого вещества в них огромны. Судя по имеющимся данным, интенсивное накопление углеродистого вещества связано с появлением жизни на Земле, а следовательно, с наличием свободного кислорода в атмосфере и возникновением гидросферы. В современную эпоху процесс накопления углеродистого (органического) вещества и терригенного материала можно наблюдать в акваториях внутренних морей и на ряде окраин материков с пассивным тектоническим режимом, например в области Калифорнийского шельфа (Конюхов, 1977).

Исследования, проведенные по изучению углеродистых формаций докембрия и фанерозоя в различных районах мира, позволили получить убедительные материалы о более сложном, чем это представлялось ранее, распределении и условиях формирования углеродистых формаций. Было выяснено, что они весьма широко распространены в докембрии и даже в раннем докембрии с абсолютным возрастом древнее 2,6—3,0 млрд. лет, а масштабы накопления углеродистого вещества в докембрии не уступают масштабам его накопления в фанерозое. При этом оказалось, что в наиболее древних формациях, так же как и в молодых, углеродистое вещество является продуктом биогенного происхождения.

Огромный интервал времени в 3—3,5 млрд. лет, в течение которого происходило накопление углеродистых формаций, определяет необходимость всестороннего их исследования. Несмотря на то что эти формации состоят из первично осадочных отложений, мы сейчас располагаем весьма небольшими данными о докембрийских условиях их образования. Это может быть объяснено двумя причинами: во-первых, относительно меньшей изученностью формаций по сравнению с более молодыми и, во-вторых, широким проявлением метаморфизма, затушевывающего первичные признаки условий их накопления. Поэтому для докембрийских и фанерозойских формаций возникает задача выявления устойчивых диагностических признаков, на основании анализа которых можно было бы реконструировать условия их возникновения.

ТИПЫ УГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Углеродистое вещество в докембрийских и фанерозойских комплексах встречается в ассоциациях с первично терригенными, кремнистыми, карбонатными и другими типами пород. Эти осадки образуют весьма специфические парагенные ассоциации, возникающие в определенных историко-геологических условиях и, очевидно, могут быть выделены в ранг формаций. Вместе с тем особенности докембрийских комплексов обусловливают и оп-

ределенные трудности в применении формационного метода их изучения. Глубокий метаморфизм и дислоцированность докембрийских образований значительно искажают первично осадочные особенности отложений, что затрудняет проведение формационного анализа и не позволяет с полной достоверностью воссоздать картину палеогеологических условий их формирования. Несмотря на это, сравнительно недавно нами была предпринята попытка формационного подхода к анализу углеродистых отложений, в особенности высокоуглеродистых сланцев (Розен и др., 1975; Созинов, Сидоренко, 1976). Наиболее результативным оказался анализ парагенных ассоциаций углеродистых отложений в соответствии с определением создателей учения о геологических формациях фанерозоя Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова как о естественных комплексах пород и сопутствующих им минеральных образований, отдельные члены которых (толщи, слои, пачки) тесно парагенетически связаны друг с другом в пространственном и возрастном отношении (Шатский, 1955; Херасков, 1963).

По геоструктурному положению формации морских углеродистых сланцев фанерозоя можно подразделить на два типа: платформенные и геосинклинальные. Платформенные формации характеризуются небольшими мощностями — метры или первые десятки метров. Мощность формаций углеродистых сланцев геосинклинального типа выражается многими десятками и в некоторых районах сотнями метров. И платформенные, и геосинклинальные формации углеродистых сланцев характеризуются однородностью фациального состава на больших пространствах, свидетельствующего об устойчивых палеогеографических, климатических, гидродинамических и биогеохимических условиях их формирования. Эти формации возникают в связи с нисходящими движениями и отмирают с развитием максимума трансгрессии. На смену им приходят терригенные и карбонатные осадки.

Углеродистые формации приурочены к таким ритмам, которые сформировались при относительной стабилизации тектонического режима. Такие условия существовали и на платформах, и в краевых зонах миогеосинклиналей, в непосредственной близости от жестких массивов. Слабые тектонические движения, характерные для платформ, могут иногда существовать и в краевых частях геосинклинальных зон (Страхов, 1962). Этому, вероятно, и обязаны своим происхождением углеродистые формации геосинклинального типа.

Вместе с тем следует считаться с весьма вероятной эволюцией геологических процессов в истории Земли. Так же, как в тектоническом стиле развития земной коры в докембрии существует определенное своеобразие (Павловский, Марков, 1963), так и парагенетические ассоциации докембрийских отложений, вероятно, отличаются в какой-то мере от тех, которые известны нам в фанерозое. Поэтому можно предполагать, что как сами

формации, так и типы формаций протогеосинклиналей и протоплатформ отличаются от таковых платформ и геосинклиналей фанерозоя (Розен и др., 1975). Поэтому, сопоставляя формации фанерозоя и докембрия, очевидно, более правильно говорить не о прямом соответствии, а о гомологии парагенезисов докембрийских метаморфизованных формаций определенным формациям фанерозоя, как это полагал Н. С. Шатский (1960).

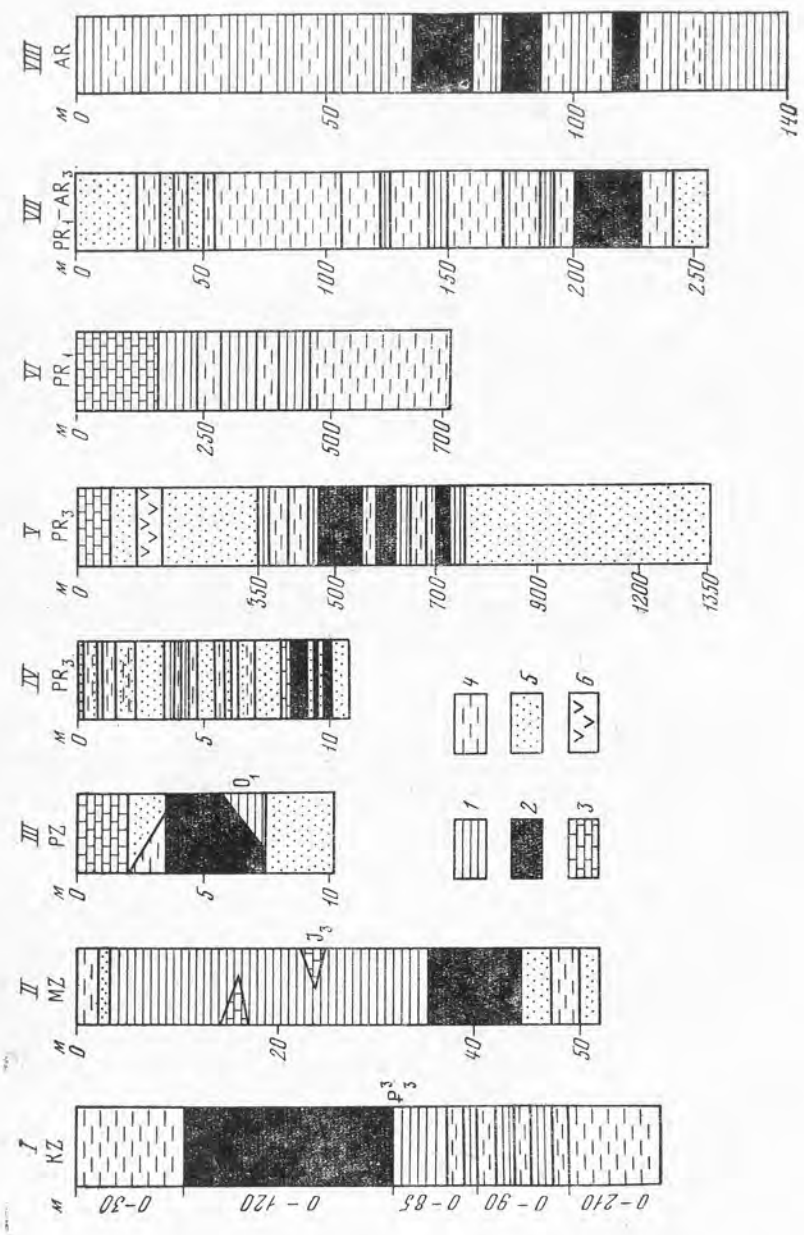
Сходный парагенезис пород и связанных с ними углеродистых сланцев в отложениях разного возраста и геоструктурного положения позволяет объединить, точнее, сделать попытку объединить, аналогичные или гомологичные конкретные формации в один формационный тип. В зависимости от главных членов парагенезисов пород выделяются четыре формационных типа: терригенно-углеродистые, кремнисто-углеродистые, карбонатно-углеродистые и вулканогенно-кремнисто(карбонатно)-углеродистые, охарактеризованные ниже. Очевидно, что выделенные типы углеродистых формаций являются как бы крайними членами в общем их ряду — между ними существуют и переходные разности.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Терригенно-углеродистые формации

Комплекс пород описываемого формационного типа представлен переслаивающимися высокоуглеродистыми алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами или их метаморфизованными эквивалентами. Характерными особенностями неметаморфизованных формаций является смешанный минеральный состав глинистого вещества (гидрослюда, каолинит, монтмориллонит); обилие углеродистого вещества, пигментирующего основную ткань породы (до 10% и более). Для осадков неметаморфизованных формаций характерно также обилие костных остатков нектона, присутствие желваков, стяжений и тонкорассеянных сульфидов железа. Обычно осадки формаций залегают на размытой поверхности подстилающих пород и являются отложениями мелководных бассейнов начальных циклов трансгрессий. Для бассейнов свойственно накопление осадков в обстановке сероводородного заражения придонных вод.

На рис. 24 приведены некоторые колонки строения углеродистых формаций докембрия и фанерозоя, а их геологические особенности показаны в табл. 21. Из приводимых данных видно, что мощности терригенно-углеродистых формаций докембрия значительно превышают мощности этих формаций фанерозоя. Из этого, очевидно, можно сделать вывод о том, что в докембрии существовали более длительные периоды, благоприятные для формирования терригенно-углеродистых формаций, чем в фанерозое.



Рассмотрение примеров терригенно-углеродистых формаций удобно начать с неметаморфизованных их представителей и затем уже разобрать менее изученные формации докембрия.

Примером неметаморфизованных формаций фанерозоя указанного типа являются битуминозные аргиллиты баженовской свиты верхней юры, широко распространенные в пределах Западно-Сибирской плиты, описанные А. Э. Конторовичем (1967), И. И. Плуманом (1971а, б) и др. По данным И. И. Плумана (1971а, б), описываемые аргиллиты имеют площадь распространения около 1 млн. км^2, мощность углеродистой формации колеблется от 10—20 до 40—70 м.

Аргиллиты характеризуются высоким и устойчивым содержанием органического углерода (до 10% и выше), содержат фосфатизированные остатки рыб, морские водоросли и радиолярии. Предполагается, что в составе органического вещества преобладает сапропелевая масса, источником которой является планктон. Характерно наличие сульфидов железа (иногда до 15%) в виде мелких микроскопических шариков, стяжений и кристаллов размером в несколько миллиметров. В составе пород в небольшом количестве присутствует алевритовый материал размером до 0,06 мм, представленный в основном кварцем и полевым шпатом (Плуман, 1971б). По данным указанного автора, выход тяжелой фракции от общей массы породы варьирует в пределах 0,5—0,25%, из них 80—90% приходится на аутигенный пирит, а также на фосфатизированные остатки рыб. Кроме того, присутствуют лейкоксен, анатаз, апатит, турмалин, циркон и минералы группы эпидота. Содержание карбонатов невысокое (3—5%), но, как отмечает И. И. Плуман, иногда встречаются прослои известняков темно-серого цвета, пиритизированных, загрязненных глинистым материалом, растительным и рыбным детритом. Накопление осадков происходило в эпиконтинентальном морском бассейне с сероводородным заражением придонной части.

Проведенные литологические исследования (Конторович, 1967; Плуман, 1971а, б) показали, что в течение ранней и сред-

Рис. 24. Разрезы терригенно-углеродистых формаций (упрощено)

I — глины карагиинской свиты Южного Мангышлака, по А. А. Шаркову (1967); *II* — баженовская свита Западно-Сибирской плиты, по И. И. Плуману (1971); *III* — граптолитовые сланцы Прибалтики, по Э. К. Кивимяги, А. Р. Лоог (1973); *IV* — сланцы Нансач Уайн-Пайн, по Уайт и Райт (White, Wright, 1954); *V* — углеродистые сланцы Сино-Корейского щита (Геология Кореи, 1964); *VI* — графитовые сланцы Ярогинского грабена Алдана, по В. И. Березкину, 1971; *VII* — часть свиты Кейв Кольского полуострова, по И. В. Белькову (1963); *VIII* — графиты Украинского щита, по Н. А. Семененко, Г. В. Жукову (1955)

1 — углеродистые сланцы ($C_{орг} < 10\%$); *2* — высокоуглеродистые сланцы ($C_{орг} > 10\%$) — антраксолиты, шунгиты, графиты; *3* — карбонатные породы; *4* — глины и глинистые сланцы и их метаморфизованные эквиваленты; *5* — терригенные породы и их метаморфизованные эквиваленты; *6* — вулканиты

Таблица 21

Геологические особенности терригенно-углеродистых формаций

Формации, районы их распространения	Возраст	Содержание $C_{орг}$, формы проявления	Литологический состав	Палеогеографические условия формирования	Характерный состав малых элементов
Карагинская свита, Южный Мангышлак	P_3	До 10%. Рассеянная форма и многочисленные остатки нектона	Пачка глин смешанного минерального состава (гидрослюда, каолинит, монтмориллонит)	Обширный бассейн с отмелями и зоной сероводородного заражения в придонной части	P, Mo, V, Ni, TR
Баженовская свита, волжский ярус, Западно-Сибирская плита	J_3	До 15—20%. Рассеянное сапропелево-битуминозное вещество, жидкий битум	Пачка битуминозных аргиллитов с тонкими прослоями известняков	Мелководный весьма обширный полузамкнутый эпиконтинентальный бассейн	U, Mo, P, V, Zn, Ag
Диктионемовые сланцы, Прибалтика	O_1	До 9—12%. Рассеянная форма слагает остатки диктионем, асфальтитовые стяжения	Пласт диктионемовых сланцев: фациально изменчивые алевролиты переходят в аргиллиты	Мелководный крупный пролив, соединяющий обширные бассейны	P, U, Mo, V, Ni, Ag, TR
Сланцы Нансач, США	R_3	До 10%. Рассеянное углеродистое вещество, асфальтитовые прожилки	Пласт углеродистых алевролитов и углеродистых глинистых сланцев	Область прибрежного шельфа и дельты реки	Cu, Pb, Ni, Zn, Sc, V
Тимская свита, КМА	PR_1	1—10%. Рассеянная форма, стяжения и прожилки графита	Мощная толща углеродистых алевропелитов	Мелководный обширный бассейн эвгеосинклинального типа	P, Mn, Mo, Cu, V, F, TR
Углеродистые сланцы, свита Кейв, Кольский полуостров	PR_1	2—3%. Рассеянная форма, прожилки и пленки графита	Углеродистые кианитовые, ставролит-гранатовые и слюдяно-гранатовые сланцы	Мелководный бассейн на жестком основании	Нет данных
Графитовые сланцы и графитовые кварциты, иенгрская серия, Алданский щит	AR	До 10—15%. Рассеянное распределение графита	Графитсодержащие двупироксеновые, роговообманково-двупироксеновые кристаллические сланцы	Не установлены	Нет данных
Графиты, Приазовский массив	AR	До 5—20%. Рассеянное распределение графита	Графитсодержащие кристаллические сланцы и гнейсы	Не установлены	V, Ag, Cu, Mo, Sc, As

Примечание. Таблица составлена с использованием литературных материалов (Шарков, 1967; Коченов и др., 1970; Ведеполь, 1964; Альтгаузен, 1956; Давыдова, Гольдштейн, 1960; Баргхорн и др., 1964; Vine, Tourtelot, 1970) и личных наблюдений авторов.

ней юры на большей части территории Западно-Сибирской низменности отлагались мощные континентальные толщи угленосных пород. В поздней юре произошла трансгрессия моря с устойчивым морским эпиконтинентальным режимом, в процессе которого и накопились осадки, резко обогащенные углеродистым веществом.

К описываемому типу формаций относятся также палеозойские диктионемовые сланцы Прибалтики.

Диктионемовые углеродистые сланцы хорошо изучены в пределах огромной площади от берегов Швеции, Норвегии, Дании и до западных районов СССР.

Рис. 25. Общая схема палеогеографии, по Т. Н. Давыдовой с соавторами (1970)

1 — берега пролива;
2 — направление течения;
3 — современная площадь развития черных сланцев

Детальные литологические исследования позволили М. Н. Альтгаузену (1956), Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн (1960) и другим авторам расчленить диктионемовые сланцы на четыре пачки, состав которых обусловлен различными палеогеографическими условиями в период их отложения.

Комплекс терригенно-углеродистых осадков представлен сложным ритмом осадконакопления, ограниченным границами размыва. По данным Т. Н. Давыдовой и др. (1970), он начинается песками с характерной слоистостью прибрежных мелководных осадков, постепенно переходящими в темные углеродистые аргиллиты с подчиненными прослоями алевролитов. Осадки, включающие углеродистые отложения, накапливались после длительного перерыва и образования пенеплена в начале трансгрессии в пределах синеклизы древней платформы. Накопление высокоуглеродистых осадков происходило в прибрежной мелководной зоне пролива, через который шло сообщение крупных бассейнов и постоянное обновление придонных вод (рис. 25). В комплексе выделены мелкие (от нескольких сантиметров до 10—12 см) циклы, прослеженные на большом протяжении по простиранию фациальных зон (десятки и сотни километров). По данным Т. Н. Давыдовой и др. (1970), в основании циклов залегают косослоистые фациально изменчивые алевролиты, представляющие наиболее мелководные относительно близкие к берегу осадки. Кверху они постепенно сменяются волнисто- и горизонтальнослоистыми алевролитами, затем аргиллитами с тончайшими прослоями алевролита. В средней части циклов залегают темные, относительно выдержанные на площади аргиллиты, в которых слоистость обусловлена слабой сменой состава и цвета. Выше с

некоторыми изменениями, но в обратной последовательности повторяются перечисленные породы. Все типы пород — осадки мелководной зоны.

В районах Южной Швеции, а также Норвегии (Svenke, 1956; Siggerud, 1956) пласты и линзы сланцев, обогащенные углеродистым веществом, прослеживаются на больших территориях по южному обрамлению Фено-Скандинавского щита. Углеродистые сланцы имеют среднюю мощность около 3 м, в районе Квантроп пласт углеродистых сланцев имеет мощность 5—6 м и залегает на нефтеносных сланцах. Возраст формации — кембрий — ордовик. Сведений о палеогеографической обстановке накопления шведских квасцовых сланцев не имеется; они, по-видимому, были аналогичными вышеописанным. Считается, что сланцы отложились из сапропелевых илов в мелководных бассейнах, имевших сообщение с открытым морем.

Среди докембрийских формаций терригенно-глинистые высокоуглеродистые сланцы встречаются, например, в составе свиты Кейв Кольского полуострова. Свита Кейв представлена комплексом парапород, среди которых развиты преимущественно высокоглиноземистые (кианитовые) сланцы. Они входят в состав одноименной серии и распространены в центральной и восточной частях Кольского полуострова (Бельков, 1963). Отложения свиты залегают на эродированной поверхности верхнеархейского гнейсового комплекса с базальными конгломератами в основании и имеют возможно раннепротерозойский возраст. Для глиноземистых сланцев свиты Кейв характерны фациальная выдержанность по простиранию и ритмичная смена фаций по вертикали.

Важной особенностью пород свиты Кейв, в первую очередь нижних ее пачек, сложенных ставролит-гранатовыми, слюдяно-гранатовыми, мусковит-хлоритовыми и кианитовыми сланцами, является обогащенность (до 2—3%) тонкорассеянным метаморфизованным углеродистым веществом.

Литолого-фациальный и петрохимический анализ пород свиты Кейв показал, что первичные осадки представляли собой продукты размыва каолинитовой по составу коры выветривания гранитоидов. Накопление осадков происходило в мелководном бассейне протоплатформенного типа в условиях сероводородного заражения придонной его части.

К этому же типу формаций, очевидно, следует относить отложения тимской свиты центральной части Воронежского кристаллического массива района Курской магнитной аномалии. В этом районе углеродистые терригенные отложения тимской свиты пользуются широким распространением. По существующим в настоящее время стратиграфическим схемам отложения тимской свиты относятся к отложениям нижнего протерозоя. Свита сложена преимущественно углеродисто-слюдистыми, углеродисто-слюдисто-фосфатными сланцами, углеродистыми кварцевыми алевролитами и песчаниками и т. п. Содержание углеродистого вещества, представленного графитом, достигает в них 3—16%. Общий цвет почти всех пород темно-серый или черный из-за высокого содержания углеродистого вещества, представленного, по данным электронной микроскопии, графитом. Степень метаморфизма пород невысокая и обычно соответствует фации зеленых сланцев. Мощность углеродистых отложений не менее 1000 м, а возможно, составляет 2000 м (Голивкин, 1967). Углеродистые отложения тимской свиты содержат горизонты фосфоритов (P_2O_5 до 12,5%) и повышенно марганцовистых (Mn до 9%) пород.

Приведенный краткий обзор терригенно-углеродистых формаций докембрия и фанерозоя показывает, что фанерозою свойствен существенно меньший масштаб их проявления. В целом объем терригенно-углеродистых формаций как геологических тел неуклонно уменьшается от докембрия к фанерозою. В раннем докембрии мощность терригенно-углеродистых формаций достигает нескольких сотен и даже первых тысяч метров, а в позднем докембрии и фанерозое она составляет десятки и даже первые метры и лишь формации, накопившиеся в эвгеосинклинальных условиях, характеризуются большими мощностями.

Кремнисто-углеродистые формации

Кремнисто-углеродистый тип формаций пользуется широким распространением в отложениях фанерозоя и докембрия всех континентов. Примерами фанерозойских формаций могут служить углеродистые кремнистые сланцы формации Фосфория позднепермского возраста, особенно ее миогеосинклинальных фаций, развитых в западной части бассейна, а также сланцы Чаттануга миссисипского возраста (США), углеродистые сланцы Сино-Корейского щита позднедокембрийского и раннекембрийского возраста и др. Наибольшее развитие осадки кремнисто-углеродистой формации получили в позднем докембрии и раннем палеозое. Так, например, осадки этого типа весьма широко распространены в пределах Казахстана, Узбекистана, Киргизии, Дальнего Востока, п-ова Кореи, Алтае-Саянской области и других районов, где они в виде пояса прослеживаются на многие сотни и тысячи километров. Некоторые представители формаций этого пояса накапливались в эвгеосинклинальных условиях и относятся к вулканогенно-кремнисто-углеродистой формации.

Среди докембрийских формаций к указанному типу можно отнести углеродистые сланцы нижнего протерозоя Алтае-Саянской области, протерозойские углеродистые формации Дальнего Востока, углеродистые сланцы железорудной формации Анимики, развитые в районе Айрон-Ривер — оз. Верхнее (США), имеющие протерозойский возраст, графиты и графитовые сланцы серии Симанду Либерийского щита, графитовые сланцы, залегающие среди кварцитов иенгрской серии Алдана, и др.

Таблица 22

Геологические особенности кремнисто-углеродистых формаций

Формации, районы их распространения	Возраст	Содержание $C_{орг}$, формы проявления	Литологический состав	Палеогеографические условия формирования	Характерный состав малых элементов
Современные осадки, Бенгальский залив и Перуанское побережье	Q	Органическое вещество сапропелевой природы с высоким содержанием (5—16%)	Кремнистые илы, обогащенные органическим веществом. Диатомовые водоросли	Подводные окраины материков, зоны апвеллинга, внешние части шельфа	P, V, Mo, Ni
Формация Фосфория (США)	P_2	До 15—20%. Рассеянная форма $C_{орг}$	Два горизонта фосфатных битуминозных кремнисто-глинистых сланцев	Крупный мелководный залив теплого моря — стабильный шельф	U, Mo, Ni, V, P, Ag, Se, Pb
Углеродистые сланцы палеозоя Средней Европы	S	10—15%. Рассеянное, высококарбонизированное (керит-антраксолит) вещество	Два горизонта углеродисто-кремнистых сланцев	Мелководный эпиконтинентальный полузамкнутый бассейн	U, V, Mo, Cu, P, Zn, Se, Ag, Pb, Ni, TR
Углеродистые сланцы, Сино-Корейский щит	$Є_1$	$C_{орг}$ 6—32%. Рассеянное высококарбонизированное органическое вещество — керит, антраксолит	Горизонт переслаивающихся кремнистых и углеродисто-кремнистых сланцев	Обширный мелководный заливообразный бассейн. Начальные циклы трансгрессии	Mo, P, V, Ni, Ag, Cu, Au, TR
Углеродистые сланцы Казахстана, Киргизии	$Є_{1-2}$	$C_{орг}$ 20—75%. Рассеянное карбонизированное сапропелевое вещество	Ритмичное переслаивание углеродисто-кремнистых сланцев с кремнистыми сланцами	Серия узких, протяженных мелководных эпиконтинентальных проливообразных водоемов	V, Mo, P, Ag, TR
Углеродистые сланцы складчатых сооружений Центральной Азии	PR_3	Толща переслаивания кварцитов, углеродистых кварцитов, филлитовидных сланцев	Открытый морской бассейн средних глубин	U, V, Mo, Cu P, Zn, Se
Углеродистые сланцы, Восточная Сибирь	PR_2	$C_{орг}$ 5—10%. Высококарбонизированное углеродистое вещество (антраксолит)	Переслаивание кремнистых, углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинистых сланцев	Бассейны замкнутых впадин в пределах пришельфового трога	V, Pb, U, Cr, Ba, Zn, Y, Mn, As, Yb
Углеродистые сланцы Рам-Джангл, Австралия	PR_1	10—15%. Рассеянная форма графита. Графит послойный и прожилковый	Толща переслаивания углеродистых сланцев и графитовых сланцев	Область шельфа мелководного бассейна с рифовыми барьерами	U, Cu, Pb
Графитовые кварциты, иенгрская серия Алданского щита	AR	$C_{орг}$ 10—15%. Рассеянная форма графита	Переслаивание графитсодержащих кварцитов с кварцитами олигомиктовыми	Не установлено	Нет данных
Графитовые кварциты и графиты Приазовья	AR	$C_{орг}$ 1—30%. Рассеянная форма графита	Первично кремнисто-терригенные осадки	Мелководный морской бассейн.	Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn

Примечание. Таблица составлена с использованием литературных материалов (Бушинский, 1969; Жданова, 1971; Гершанович и др., 1976; Хо лодов, 1973) и личных наблюдений авторов.

Особенностью этого типа формаций является частое, нередко ритмичное чередование кремнистых и кремнисто-углеродистых сланцев при подчиненном значении углеродистых сланцев глинистого состава. Для большинства пород характерно наличие тонкослоистых текстур, высокое содержание $C_{орг}$ (до 50—70%), небольшое количество терригенного материала. Для всех пород характерно высокое содержание кремнезема и низкое — карбонатов.

Геологические особенности кремнисто-углеродистых формаций сведены в табл. 22, а их строение показано на рис. 26.

Современные накопления кремнистых осадков, обогащенных органическим веществом, отмечаются в районе перуанского побережья Тихого океана. По данным Д. Е. Гершановича и др. (1976), процесс осадконакопления определяется в основном двумя факторами — аридным климатом суши и действием холодного перуанского течения и сопутствующего ему устойчивого подъема глубинных вод с большим количеством питательных веществ, в результате чего происходит интенсивное развитие фитопланктона и массовое поступление отмирающих органических осадков на дно, преимущественно остатков диатомовых водорослей.

Как указывают Д. Е. Гершанович и соавторы (1976), на участках максимального подъема глубинных вод накопление диатомовых водорослей настолько интенсивно, что формируются протяженные полосы диатомовых илов, резко обогащенных органическим веществом (до 8—11,2%) и в большей или меньшей степени зараженных сероводородом. В тех же случаях, когда сероводородное заражение охватывает не только осадки, но и водную толщу, это приводит к массовой гибели всех водных организмов, в результате чего осадки обогащаются рыбной чешуей, костями рыб и морских млекопитающих.

К описываемому типу относится пермская формация Фосфория (западная часть США), отложения которой известны на площади примерно в 340 000 км² (Хейнрих, 1962; Бушинский, 1969). В пределах площади распространения фосфатных и кремнистых пород отмечаются значительные фациальные изменения. Достаточно отчетливо выделяются две фациальные зоны. Мак Келви с соавторами (Mc Kelvey e. a., 1959) выделяют миогеосинклинальную и платформенную фации. Миогеосинклинальная фация имеет мощность около 210 м и состоит из фосфоритов (3%), кремнистых сланцев (59%) и углеродисто-глинистых сланцев (39%). Платформенные фации имеют меньшую мощность (до 20—22 м) и к востоку постепенно выклиниваются. Такая смена фаций в горизонтальном направлении обусловлена тектоническим режимом развития дна бассейна (рис. 27).

По мнению Мак Келви с коллегами (Mc Kelvey e. a., 1959), формация Фосфория накапливалась в большом мелководном заливе, окаймленном площадями с низким рельефом, с которых

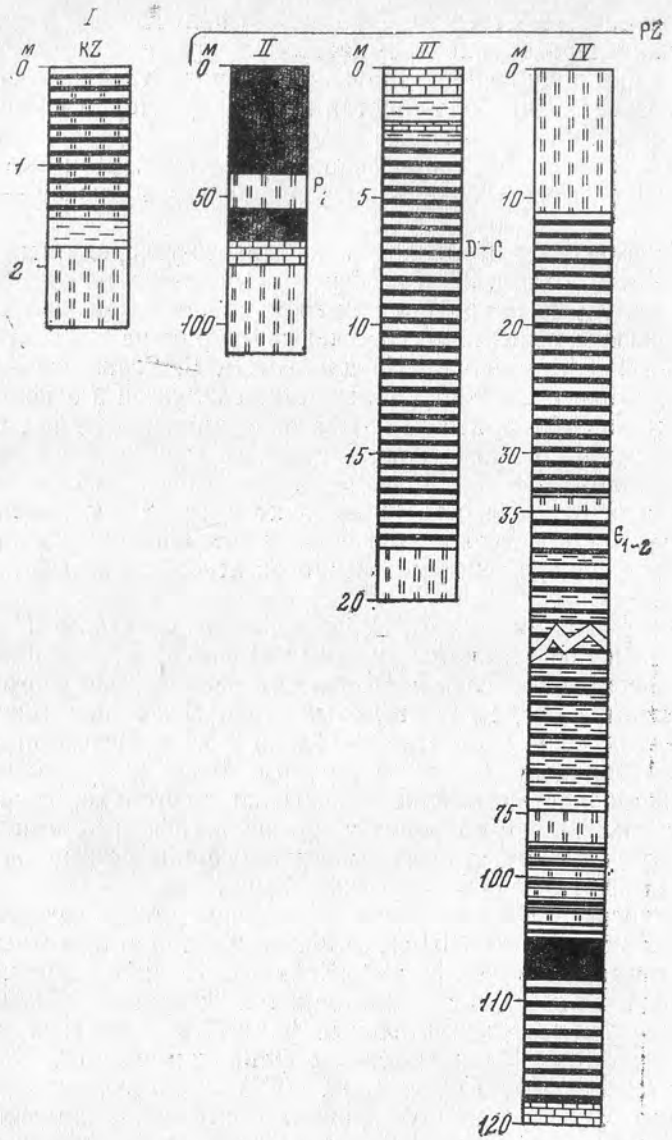
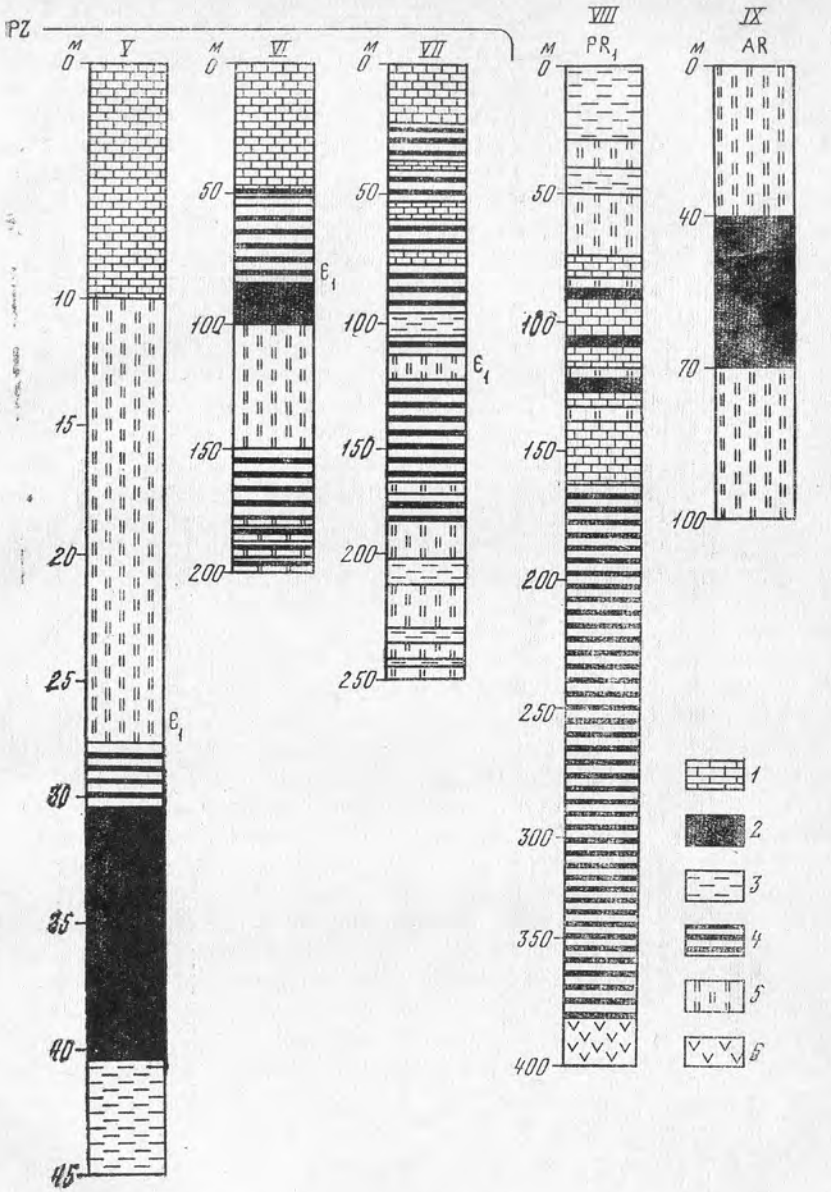


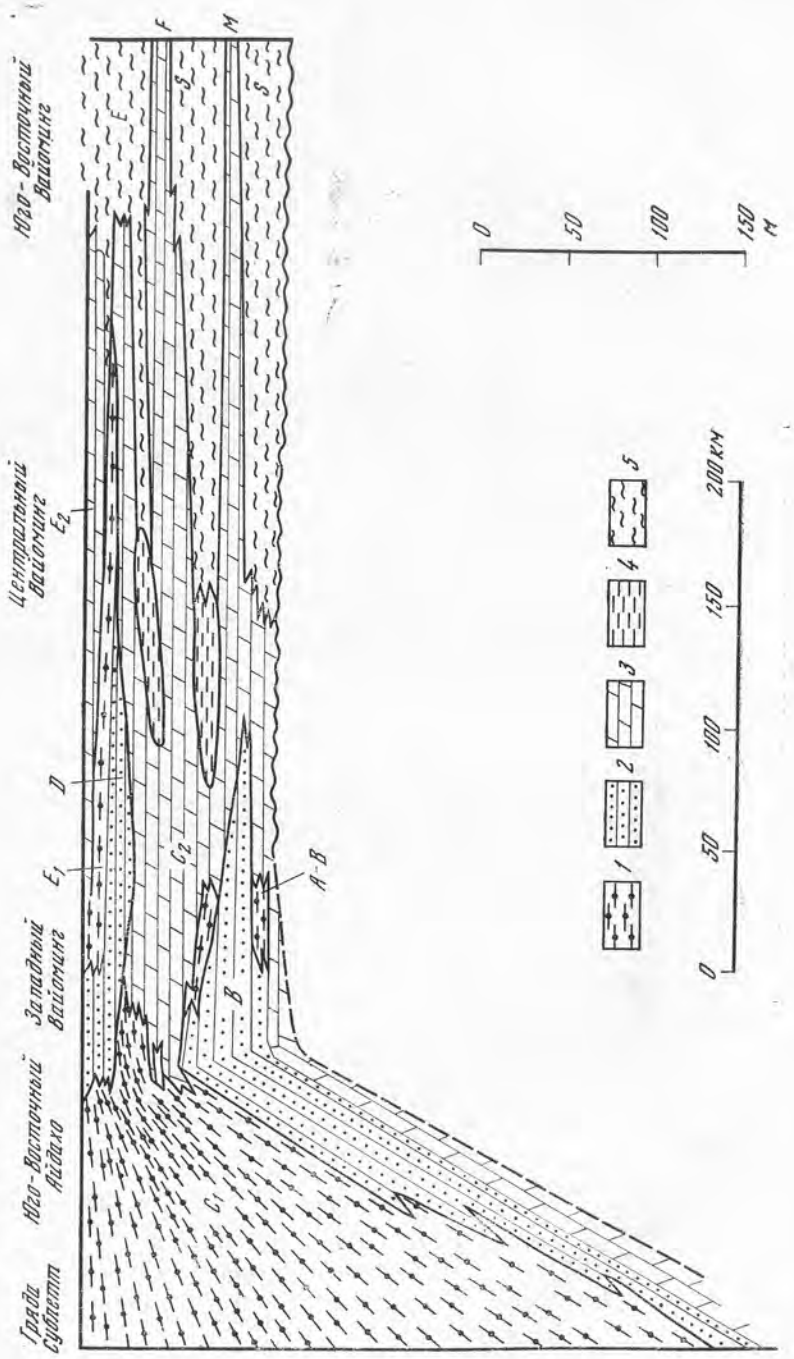
Рис. 26. Разрезы кремнисто-углеродистых формаций

I — кремнистые илы Охотского моря, по А. П. Жузе (1962); *II* — формация Фосфория, по Свенсону и др. (Swanson e. a., 1953); *III* — сланцы Чаттануга, по Гловер и Лину (Clover, Lynn, 1959); *IV* — кремнисто-углеродистые сланцы по р. Северный Телек (Казахстан), по В. Г. Королеву (1962); *V* — сланцы свиты яндок; *VI* — углеродисто-кремнистые сланцы свиты Шинсай (Северный Казахстан); *VII* — углеродистые сланцы района Джебаглы (Казахстан), по В. Н. Холодову (1973); *VIII* — серия Анимики района Айрон-Ривер (оз. Верхнее), по Джеймсу с



соавторами (James e. a., 1968); *IX* — графитовые сланцы серии Симанду Либерийского щита, по Б. М. Михайлову (1969)

1 — карбонатные породы — илы, известняки, доломиты, сидериты, мраморы; *2* — высокоуглеродистые сланцы ($C_{орг} > 10\%$) — антраксолиты, шунгиты, графиты; *3* — глины и глинистые сланцы; *4* — углеродистые сланцы ($C_{орг} < 10\%$); *5* — кремнистые и терригенные кварцевые породы; *6* — вулканиты



сносилось небольшое количество обломочного материала. Дно бассейна опускалось к западу, северу и востоку.

В пределах Северо-Американского континента широко распространена палеозойская формация Чаттануга, сложенная «черными сланцами» позднедевонского и раннемиссисипского возраста.

Углеродистая формация Чаттануга имеет мощность около 10 м. Сложена она черными кремнистыми и глинистыми сланцами с подчиненными тонкими прослоями песчаников и роговиков, линзами известняков и фосфатными желваками. В изобилии встречаются растительные остатки, а также конодонты, кости рыб и лингуловые брахиоподы. По данным Бейтса и Строла (Bates, Strahl, 1957), углеродистые сланцы содержат от 10 до 15% пирита, 20—25% кварца, 10% полевого шпата, от 25 до 30% глины и слюды, от 15 до 20% органических веществ, около 5% хлорита, свободную окись железа и другие минералы.

По мнению Л. К. Конента (1958), накоплению осадков формации Чаттануга предшествовала пенепленизация рельефа области сноса. Бассейн, в котором происходило накопление осадков, был весьма мелководным с многочисленными островами и отмелями и имел сообщение с открытым океаном. А. Браун (1958) полагает, что осадки накапливались в сравнительном мелководном застойном бассейне, окруженном со всех сторон сушей. Мелководные бассейны имели постоянную или эпизодическую связь с открытым морем. Полагают, что накопление осадков происходило очень медленно.

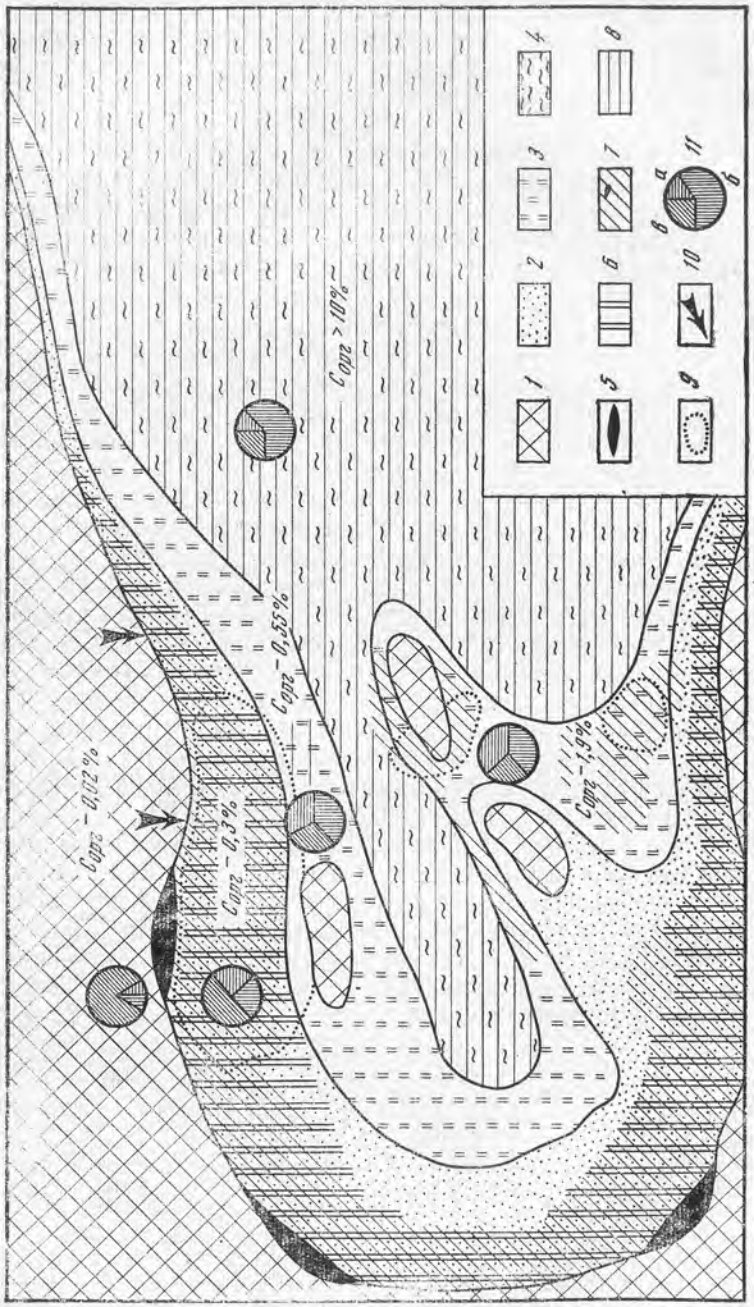
Следующий пример углеродистых отложений платформенного типа раннекембрийского возраста характеризует осадки, накопившиеся в пределах Пхеннамского прогиба Сино-Корейского щита (Геология Кореи, 1964).

Углеродистая формация представляет собой горизонт в составе свиты, сложенной алевролитами, глинистыми сланцами, известняками и доломитами. Свита подстилается отложениями позднего докембрия, представленными филлитовидными глинистыми сланцами; сам продуктивный горизонт перекрывается пачкой фациально выдержанных известковистых алевролитов с обильной фауной трилобитов и брахиопод верхов нижнего кембрия.

Рис. 27. Широтный фациальный профиль формации Фосфория, по Мак-Келви с соавторами (Mc Kelvey e. a., 1959)

1 — кремнистые и глинисто-кремнистые породы; *2* — фосфоритовые пачки; *3* — доломиты и известняки, преимущественно глинистые; *4—5* — сланцы: *4* — зеленовато-серые, *5* — красноцветные

Буквами обозначены: *A—B* — нижняя кремнистая пачка; *B* — нижняя фосфоритовая пачка; C_1, C_2 — пачки межрудных кремней и доломитов; *D* — верхняя фосфоритовая пачка; E_1, E_2 — верхняя кремнисто-доломитовая пачка; *S* — красноцветные сланцы Сатанко; *M* — язык известняка Миннеката; *F* — язык известняка Форелле; *E* — красноцветные сланцы пермской формации Гузз-Эгг и частично (вверху) триасовой формации Чугвота



В разрезе углеродистой формации чередуются кремнистые и углеродисто-кремнистые сланцы, подчиненное значение имеют алевролиты, аргиллиты и кремнистые фосфориты. Мощность формации изменчива и колеблется от 0,5 до 40 м. Для большинства пород характерно наличие тонкослоистых текстур, высокое содержание $C_{орг}$ (от 5 до 32%), небольшое количество терригенных зерен (2—3%), представленных почти исключительно кварцем, а также присутствие большого количества новообразованных минералов. Для всех пород свойственно высокое содержание кремнезема и полное отсутствие обломочных и новообразованных зерен полевых шпатов и карбонатов. Отложения формации фациально изменяются, что можно представить в виде следующего ряда: красноцветные песчаники — осадочные железные руды — фосфатные алевролиты — кремнистые и углеродисто-кремнистые сланцы. Эти фациальные переходы отражают, очевидно, изменения физико-химических условий седиментации при движении от области сноса в глубь бассейна (Созинов, 1969).

Детальные литолого-фациальные исследования отложений формации позволили реконструировать основные черты палеогеографии бассейна седиментации (рис. 28). Накопление углеродистых илов происходило в зоне внутренних частей бассейна в условиях восходящих течений медленно развивавшейся трансгрессии, в весьма специфической палеогеографической и геохимической обстановке. Общая пенепленизация области сноса и спокойный тектонический режим в течение длительного промежутка времени предопределили незначительный снос терригенного материала. Главную роль при этом играли процессы био- и хемоседиментации. Геохимическая обстановка в бассейне определялась в первую очередь обильным накоплением отмирающего фитопланктона, разложение которого обеспечило резко восстановительную бескислородную среду придонных иловых вод и сероводородное их заражение.

Морской залив, в котором происходило накопление осадков, имел асимметричный профиль с крутым южным бортом и пологим северным. Рельеф дна был неровный, на его отдельных участках существовали небольшие впадины и выступы, вытянутые в широтном направлении, приблизительно параллельно оси залива. В целом это был неглубокий бассейн, общая площадь кото-

Рис. 28. Литолого-геохимическая карта распределения железа, фосфора, никеля и ванадия в отложениях палеобассейна, по Н. А. Созинову (1969)

1 — область сноса и участки островных суш; *2—4* — зоны отложений: *2* — фосфатно-алевритовых, *3* — кремнисто-алевритовых, *4* — углеродисто-кремнистых; *5* — места накопления осадочных железных руд; *6—9* — зоны повышенных содержаний: *6* — железа (>8%), *7* — фосфатов (>1,5%), *8* — ванадия (>0,3%), *9* — никеля — (>0,1%); *10* — направление сноса материала; *11* — аутигенно-минералогические формы железа (*а* — сидеритное, хлоритное, *б* — пиритное, *в* — гематитное)

рого превышала 20 000 км². В эпоху накопления осадков формации суша, окружавшая бассейн седиментации, представляла собой низменную равнину, с которой выносились преимущественно химические продукты выветривания. Об этом свидетельствует наличие осадочных железных руд, накапливавшихся по периферии бассейна, и характер осадков, в которых главную роль играют продукты химического осаждения, при подчиненном значении терригенного материала, который представлен почти исключительно кварцем. Обращает на себя внимание полное отсутствие обломочных полевых шпатов, что говорит о глубоком разложении материала в области сноса.

В зоне внутренних частей бассейна происходило накопление глинистых, органических и кремнистых илов с небольшой примесью фосфатов. Глинистые и органические илы отлагались в условиях сравнительно спокойных вод, путем медленного осаждения из взвешенного состояния, а также при коагуляции геля кремнезема, что приводило к образованию микрослоистых и колломорфных текстур. Отложения формации во внутренних частях бассейна характеризуются рядом особенностей: 1) увеличением мощности до 15, а местами до 30 м и более; 2) резко повышенным содержанием органического углерода (до 33%), кремнезема (30—60%) и пониженным содержанием фосфатов; 3) полным отсутствием карбонатов; 4) наличием большого количества сульфидов железа и микрослоистых структур: 5) отсутствием следов взмучивания, перемыва и течений. Все эти признаки, вероятно, могут служить доказательством накопления осадков в относительно спокойных водах внутренних частей бассейна. Наличие в подчиненном количестве маломощных прослоев фосфатных алевролитов с примесью органического вещества может указывать на кратковременное обмеление бассейна в прибрежно-мелководной зоне.

Выше были охарактеризованы условия образования кремнисто-углеродистых формаций, накопление осадков которых происходило в платформенных условиях.

Углеродисто-кремнистые формации геосинклинального типа заметно отличаются от платформенных. Это различие заключено не столько в составе самих пород, сколько в строении разрезов вмещающих отложений, обогащенных углеродистым веществом. Примером фанерозойских геосинклинальных углеродистых формаций могут служить углеродистые отложения кембрия, широко развитые на территории Казахстана, Киргизии и Узбекистана (Адышев и др., 1968; С. Г. Анкинович и Е. А. Анкинович, 1968; Калмурзаев и др., 1972; Холодов, 1973).

По данным С. Г. Анкинович и Е. А. Анкинович (1968), углеродистая формация относится к низам среднего кембрия. В пределах района среднекембрийские отложения залегают трансгрессивно на отложениях нижнего кембрия. Между отложениями нижнего и среднего кембрия существовал континентальный пе-

рерыв, в течение которого происходило выравнивание территории, образование пенеплена и интенсивное химическое разложение пород.

С. Г. и Е. А. Анкинович (1968) установили, что углеродистые кремнисто-глинистые и углеродисто-глинистые сланцы состоят из глинистого и органического веществ, входящих в состав пород в различных количественных соотношениях. Содержание углеродистого вещества достигает 20—25% от общего объема породы и подвержено значительным колебаниям (от 10 до 75%). Отмечается тонкая вкрапленность пирита. Главнейшими составляющими углеродистых сланцев являются кремнезем, глинистое и органическое вещество, занимающее в совокупности около 97—98% общей минеральной массы этих пород. Из этого количества лишь 2—3% приходится на терригенный кварц.

Тонкие прослои лидитов сложены криптокристаллическим кварцем, занимающим 85—98% общего объема породы. Оставшуюся часть в них составляет тонкодисперсное органическое вещество в тесной ассоциации с глинистым, в основном гидрослюдистым материалом.

Палеогеографические реконструкции, проведенные С. Г. и Е. А. Анкинович (1968), показали, что тектоническая деятельность к началу среднего кембрия была проявлена весьма слабо. В среднем кембрии началась крупная морская трансгрессия. Бассейны, в которых происходило накопление углеродистых осадков, представляли собой мелководные узкие проливы, вытянутые вдоль складчатых сооружений. Они сообщались между собой и с океанским бассейном. В прибрежных зонах этих проливов происходило накопление высокоуглеродистых кремнисто-глинистых илов. Во внутренних частях накапливались осадки, обогащенные фосфатным веществом.

От береговой линии к внутренним частям бассейнов намечается следующая последовательность в изменении фациального состава осадков: углеродисто-кремнистые — кремнистые — карбонатно-кремнистые — карбонатно-фосфатные, что, безусловно, является отражением физико-химических и палеогеографических условий бассейнов седиментации (рис. 29).

В пределах Южного Казастана, в районе хребтов Большой и Малый Каратау, нижнепалеозойские углеродисто-кремнистые сланцы пользуются значительным распространением (Холодов, 1973).

По данным В. Н. Холодова (1973), накопление высокоуглеродистых осадков происходило в узком проливообразном бассейне, вытянутом с юго-востока на северо-запад. Бассейн был окружен со всех сторон выступами докембрийского фундамента, являющегося источником питания (рис. 30). Как полагает В. Н. Холодов (1973), в конфигурации бассейна большую роль играли, по-видимому, глубинные разломы древнего заложения. Палеогеографические и геохимические особенности бассейна

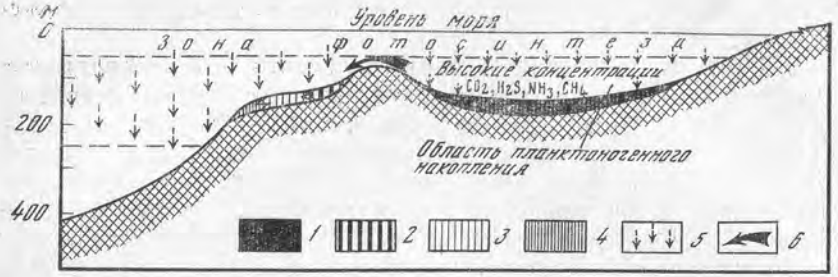


Рис. 29. Схема образования ванадиеносных и фосфоритоносных отложений, по С. Г. Анкиновичу и Е. А. Анкинович (1968)

1—4 — фации: *1* — ванадиеносная, *2* — кремнисто-фосфоритная, *3* — фосфоритная, *4* — известково-фосфоритных и известковых осадков; *5* — пути движения отмершего планктона; *6* — удаление значительных масс P_2O_5, $Ca(HCO_3)_2$, $Mg(HCO_3)_2$, отчасти SiO_2

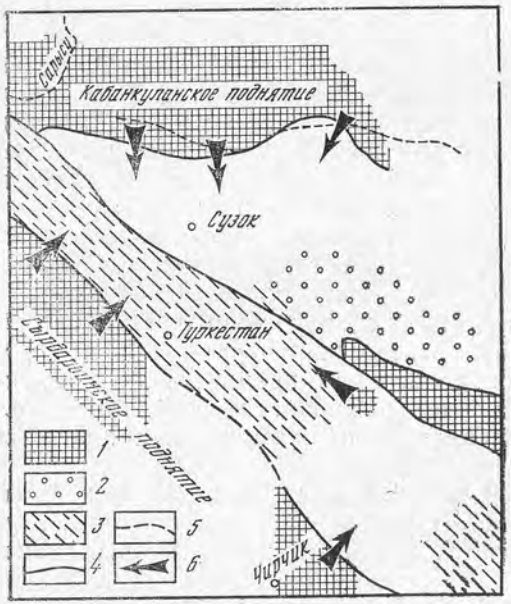


Рис. 30. Палеогеографическая схема района хр. Каратау и Джебаглинских гор во время отложения курумсакско-чулактауских толщ, по В. Н. Холодову (1973)

1 — докембрийские поднятия, суша; *2, 3* — фации: *2* — фосфатоносные, *3* — углеродисто-кремнистые и фтанитовые; *4, 5* — разломы: *4* — главнейшие, *5* — предполагаемые; *6* — направление сноса обломочного материала

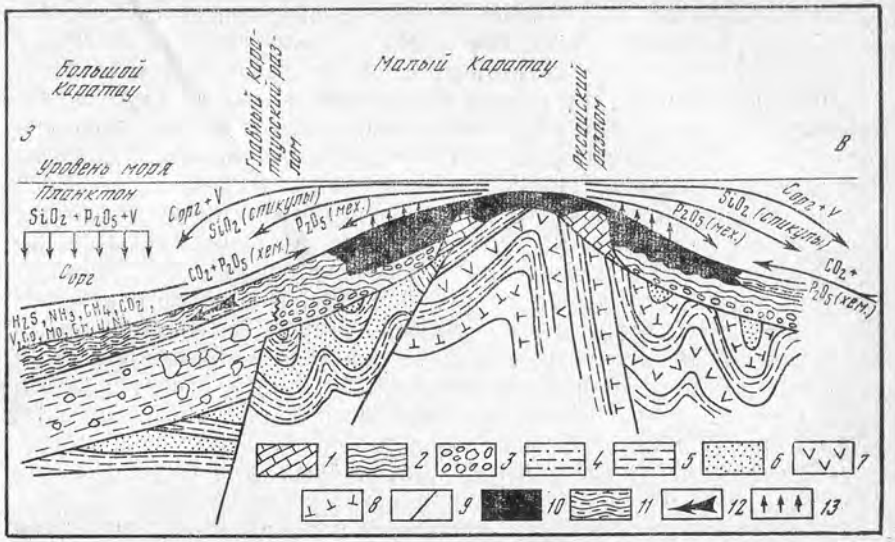


Рис. 31. Принципиальная схема вендско-кембрийского рудогенеза в Каратау, по В. Н. Холодову (1973)

1 — рифогенные доломиты; *2* — тонкослоистые доломиты, смятые и оползневые складки; *3* — глыбы доломитов; *4* — терригенно-глинистые сланцы; *5* — глинистые сланцы; *6* — песчаники; *7* — кремни; *8* — туффиты; *9* — разломы; *10* — пластовые фосфориты; *11* — ванадиеносные углеродисто-кремнистые фтаниты; *12* — направление сползания илов; *13* — следы взмучивания илов

Форма переноса вещества: мех.— механогенная, хем.— хемогенная

определялись замедленной терригенной седиментацией и поступлением в водоем тонкой взвеси, содержащей кремнезем и повышенные количества Co, Mn и других элементов.

По мнению В. Н. Холодова (1973), усиленная подача растворенного кремнезема, фосфора, отчасти ванадия и других элементов-примесей из области сноса во внутренние части бассейна вызывали здесь бурное развитие планктона. Микроорганизмы извлекали фосфор, ванадий и кремнезем из морских вод, гибли и массами опускались на дно, где в результате разложения органического вещества создавалась резко восстановительная обстановка, а в придонной воде накапливались NH_3, H_2S, CH_4 и CO_2.

Бассейн характеризовался наличием отмелей, вблизи которых накапливались фосфаты; в более глубоких частях шло формирование углеродисто-кремнистых фтанитов, резко обогащенных V, Co, Ni, Mo, Cu, Ag и другими элементами (рис. 31).

Из докембрийских формаций этого типа можно отметить нижнепротерозойскую углеродисто-кремнистую формацию Алтае-Саянской области, изученную Л. В. Ждановой (1971). Углеродисто-кремнистые слюдистые сланцы этого региона чередуются

с песчаниками и представляют собой алеврито-пелитовые отложения с различной, но значительной примесью алевритового материала кварцево-биотитового состава. По представлениям Л. В. Ждановой (1971), осадки формации накапливались в замкнутых впадинах в пределах пришельфового прогиба, развивающегося в процессе активизации ранее консолидированного сиалического фундамента.

В отложениях нижнего протерозоя кремнисто-углеродистые отложения часто встречаются, например, в отложениях икабийской свиты удоканской серии Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба (Федоровский, 1972). В составе свиты выделяются три подсвиты, связанные между собой постепенными переходами. В частности, в нижней подсвите, сложенной слюдистыми, слюдисто-графитовыми сланцами (часто с гранатом, кордиеритом, андалузитом, силлиманитом), подчиненными пластами и прослоями кварцитов и горизонтами мраморов, встречаются горизонты кварцитов, обогащенных углеродистым веществом.

В раннем докембрии кремнисто-углеродистые формации также весьма широко распространены и изучены главным образом в пределах месторождений железистых кварцитов, с которыми кремнисто-углеродистые сланцы парагенетически весьма тесно связаны. Тесную парагенетическую связь высокоуглеродистых пород с железистыми кварцитами можно наблюдать в таконитовом типе формаций (Формозова, 1973), широко распространенном в среднем гуроне в штатах Мичиган, Висконсин, Миннесота (США) и провинции Онтарио (Канада).

Например, мощность формации в области Ганфлинт невелика ($\approx$200—300 м), породы слабо дислоцированы и почти не изменены, что позволило подробно их изучить (Goodwin, 1962 и др.). Накопление осадков происходило в большой лагуне протяженностью 170 км, частично или полностью отгороженной от моря поднятием. Отмечается два цикла осадконакопления.

Первый цикл начинался накоплением водорослевого силицита с рассеянными кремнисто-гематитовыми гранулами и небольшим количеством магнетита и пирита. Эта мелководная фация органического происхождения по латерали фациально замещается слоистой кремнисто-сидеритовой фацией с пиритом и углеродистым материалом мощностью 15 м. Как полагают (Goodwin, 1962), породы формировались в резко восстановительных условиях мелководного бассейна. В верхних частях формации наряду с возрастанием содержания гематита и магнетита увеличивается количество углеродистых сланцев. Во всей формации рассеяна мельчайшая пыль гематита и антраксолита.

Второй, верхний цикл точно повторяет по составу и порядку фаций нижний осадочный, только водорослевые силициты более мощные (до 26 м), содержат потоки лавы (более 10 м) и прослои яшм с гематитовыми гранулами.

К древнейшим накоплениям углеродистого вещества относятся графиты и графитовые сланцы тетерево-бугской свиты Среднего Побужья. По данным В. В. Закруткина с соавторами (Закруткин и др., 1977), графитсодержащие разности пород приурочены к мощной (около 300 м) толще высокоглиноземистых пород: силлиманит-гранатовых, кордиерит-силлиманит-гранатовых и биотит-гранатовых графитсодержащих и графитовых гнейсов. В верхней части этой толщи встречаются мощные (до 100 м) слои кварцитов и кварцито-гнейсов.

Глиноземисто-кварцитовая толща перекрывается толщей биотитовых, биотит-гранатовых, гранатовых, биотит-пироксеновых и других гнейсов, многие из которых содержат высокие (до 20—30%) концентрации графита.

Реставрация исходного первичного состава, а также данные по петрохимии и геохимии осадков позволили восстановить основные особенности осадконакопления в тетерево-бугское время. Как полагают В. В. Закруткин и соавторы (Закруткин и др., 1977), к моменту накопления осадков тетерево-бугской свиты произошла стабилизация тектонического режима. Высокоглиноземистые и кремнистые толщи представляют собой продукты интенсивного и длительного химического разрушения пород, т. е. являются продуктами кор выветривания. Бассейн, в котором происходило накопление углеродистого вещества, был весьма мелководным, а возможно — лагунного типа, окруженный низким рельефом, с которого сносились преимущественно продукты химического выветривания.

Приведенный краткий обзор строения, вещественного состава и условий формирования кремнисто-углеродистых формаций показывает, что осаждение осадков происходило в эпиконтинентальных морях, и в пределах шельфов окраинных морей. Осадки накапливались в условиях относительно менее стабильных зон по сравнению с условиями формирования терригенно-углеродистых формаций. В составе пород преобладающей составной частью является кремнезем, по-видимому, биогенного происхождения.

Особенностью углеродисто-кремнистых формаций является переход по латерали кремнисто-углеродистых осадков в фосфоритовые. Эта особенность характерна для протерозойских и палеозойских формаций. В раннем докембрии такого фациального замещения углеродисто-кремнистых осадков фосфоритовыми не отмечается.

В докембрии осадки кремнисто-углеродистых формаций имеют широкое распространение, но тем не менее максимальное развитие они получили в позднем докембрии и палеозое. В мезозое и кайнозое намечается значительное их сокращение, но не полное вымирание.

Карбонатно-углеродистые формации

Карбонатно-углеродистые формации представляют собой также весьма устойчивую во времени ассоциацию. Этот тип формаций весьма широко распространен в отложениях и фанерозоя и докембрия. Карбонатно-углеродистые формации состоят из парагенезиса карбонатных пород (известняков, доломитов, мергелей, сидеритов и т. п.) и сланцев с высоким (до 50—70%) содержанием углеродистого вещества. Карбонатные высокоуглеродистые сланцы среди неметаморфизованных отложений фанерозоя известны под названием «нефтяные сланцы», «горючие сланцы», «купфершифер»; среди метаморфизованных отложений докембрия они известны под названием «шунгиты», «графитовые сланцы» и т. п.

В современную эпоху процесс формирования ассоциации углеродистого вещества и карбонатов можно наблюдать в акваториях внутриконтинентальных морей — Черного и Балтийского, а также на подводных окраинах материков.

Примерами неметаморфизованных формаций фанерозоя являются горючие сланцы формации Грин-Ривер эоценового возраста (США), горючие сланцы верхней юры Волжско-Печорского региона. К этому типу формаций, очевидно, также следует отнести медистые сланцы позднепермского возраста Силезии, отложения доманика позднекарбонового возраста Предуралья, кукерситы ордовика Эстонии и т. д.

В метаморфизованных отложениях докембрия ассоциация карбонатных пород и высокоуглеродистых сланцев также весьма широко распространена в отложениях протерозоя и архея. Примерами могут служить ятулийские шунгиты Карелии, черные сланцы протерозоя района Оутокумпу в Финляндии, графитовые сланцы протерозоя нагорья Сангилен (Тува), углеродистые сланцы федоровской свиты иенгрской серии и сутамской свиты джелтулинской серии архея Алдана и др.

В табл. 23 и рис. 32 приведены геологические особенности карбонатно-углеродистых формаций докембрия и фанерозоя.

Битуминозные сланцы формации Грин-Ривер эоценового возраста распространены на большой площади в северо-западной части штата Колорадо, северо-восточной части штатов Юта и Вайоминг (США).

Как указывает Бредли (Bradly, 1931), сланцы формации Грин-Ривер было бы правильнее называть мергелями (глинистыми известняками), обогащенными органическим веществом. Преобладающими минералами как в богатых, так и бедных $C_{орг}$ пластах сланцев формации являются кальцит и доломит. Состав минеральной части сланцев Грин-Ривер примерно следующий (в %): карбонаты — 48, полевой шпат — 21, кварц — 13, глины — 13, анальцим — 4, пирит — 1. Особенностью неф-

Таблица 23

Геологические особенности карбонатно-углеродистых формаций

Формации, районы их распространения	Возраст	Содержание $C_{орг}$, формы проявления	Литологический состав	Палеогеографические условия формирования	Характерный состав малых элементов
Современные осадки, Черное море	Q	До 20%. Сапропелевая природа. $C_{орг}$	Карбонатно-углеродистые илы	Внутриконтинентальный бассейн с сероводородным заражением придонной части	Mo, V, Ni, Co, Cu
Формация Грин-Ривер (США)	₽	$C_{орг}$ до 30% и более. Кероген — 14% (в %: C—80, H—10,3; N—2,4; S—1,0—5,8)	Тонкое ритмичное переслаивание битуминозных сланцев и мергелей, обогащенных органическим веществом	Осадки пресноводных озер	Ba, B, V, Au, Li, Mn, Mo, As, Pb, Ag, Se, Sr, P
Горючие сланцы Волжско-Печорского региона	J_3	$C_{орг}$ 10—60% (C—60%, P—7,7%; S—9%, O + H — 23,6%)	Глины аргиллитоподобные, мергелистые. Карбонатного материала 10—60%. Мощность 57 м	Внутренее море, синеклизы платформы	V, Mo, Cu, Pb, Co, Ni
Медистые сланцы, ФРГ, ГДР (купфершифер)	P_2	$C_{орг}$ до 30%	«Медистые» высокоуглеродистые сланцы. Карбонатов — 8—50%, иллит — 17—70%, хлорит — 10%, каолинит — 5%	Осадки мелководного трансгрессирующего бассейна с сероводородным заражением придонной его части	Cu, Zn, Pb, V, Cr, Mn, Ni, Mo, Ba
Кукерситы, Эстонская ССР	O_2	10—40%. Кероген	Тонкое переслаивание горючих сланцев с карбонатными породами	Открытый морской бассейн окраинного типа	Нет данных
Шунгиты, Карелия	PR_2	$C_{орг}$ 3—40%. Графитоподобное вещество — шунгит; тонкая вкрапленность, прослои, линзы	Толща переслаивающихся шунгитов, шунгитовых сланцев с доломитами	Крупный морской бассейн	V, F, Mo, Ni, TR
Черные сланцы района Оутокумпу, Финляндия	PR_1	$C_{орг}$ 3—30%. Рассеянная форма, графит	Черные сланцы, переслаивающиеся с первично глинисто-карбонатными породами	Не установлено	U, V, P, Mo, Ni, Co, Ag, Au
Углеродистые сланцы, федоровская свита, Якутия	AR	До 10%. Рассеянная форма представлена графитом	Ритмичное переслаивание углеродистых сланцев с известняками и доломитами	То же	Нет данных
Графитовые сланцы, иенгрская серия, Алдан	AR	$C_{орг}$ 2—15%. Рассеянная форма, графит	Переслаивание графитсодержащих сланцев и кальцифиров	То же	Mo, Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn
Графитовые сланцы и графиты Приазовья	AR	$C_{орг}$ 1—2%. Рассеянная форма, графит	Первично глинисто-карбонатные осадки	Мелководный морской бассейн в пределах миогеосинклинали	Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn

Примечание. Таблица составлена с использованием литературных материалов (Ведеполь, 1964; Волков, Фомина, 1971; Явхута, 1973; Peltola, 1960; Mattno, 1960) и личных наблюдений авторов.

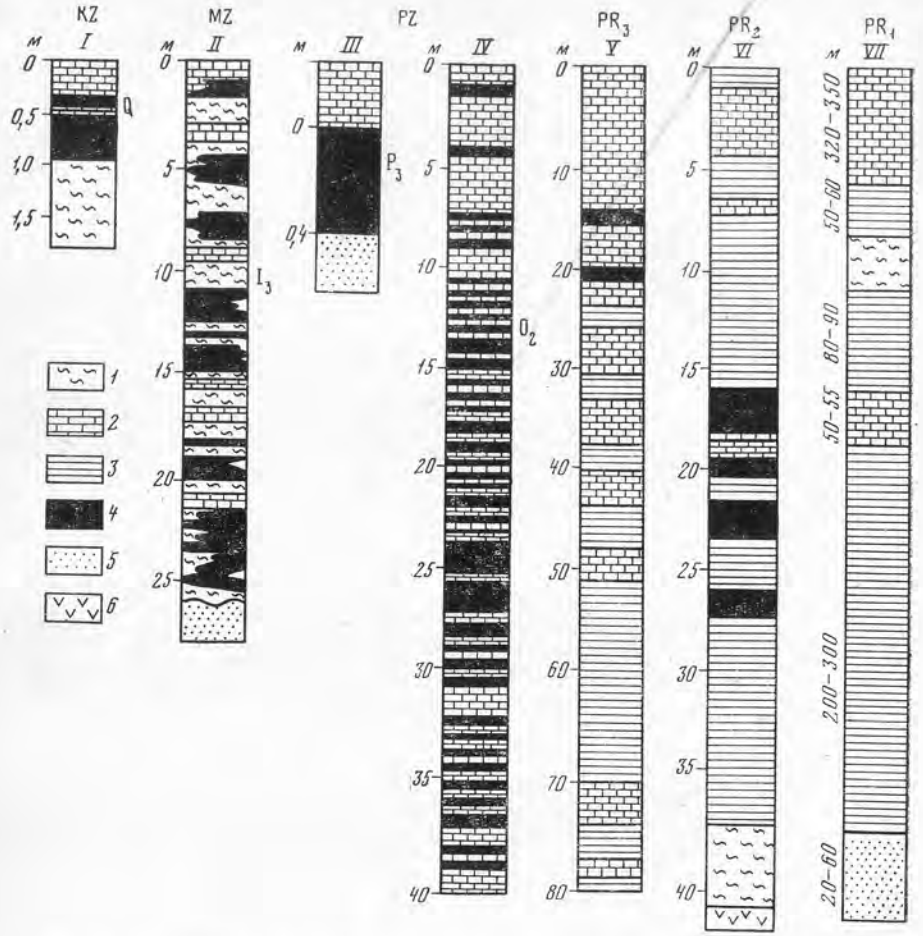


Рис. 32. Разрезы карбонатно-углеродистых формаций

I — колонка дна в северо-западной части Черного моря, по Н. М. Страхову (1962); *II* — Общесыртовское месторождение горючих сланцев, по Г. В. Явхута (1973); *III* — сланцы Мансфельда [Kautch (1942) из работы Н. М. Страхова (1962)]; *IV* — кукерситы Прибалтики, С. С. Баукову (1973); *V* — шарыкская свита Кокчетавского массива, по Н. А. Созинову (1975б); *VI* — шунгитовая толща Карелии района оз. Сандал, по Л. Я. Харитонову (1938); *VII* — углеродисто-карбонатная подсвита верхней свиты (K_3) криворожской серии, по Г. И. Каляеву (1965)

1 — карбонатные илы, глины, сланцы; *2* — карбонатные породы — илы, известняки, доломиты, мраморы; *3* — углеродистые сланцы ($C_{орг}<10\%$); *4* — высокоуглеродистые ($C_{орг}>10\%$) илы, горючие сланцы, шунгиты, графиты; *5* — терригенные породы; *6* — вулканиты

тяных сланцев формации является наличие в породах таких минералов, как даусонит, нахколит, шортит.

Верхнеюрские сланценосные отложения Волжско-Печорской провинции прослеживаются через всю восточную часть Восточно-Европейской платформы. Они, по представлениям Г. В. Явхута (1973), сложены исключительно морскими фациями. Отложения волжского яруса в нижней части состоят из темно-серых известковистых глин, переслаивающихся с горючими сланцами, а в верхней части — преимущественно из песчаников с гальками фосфоритов.

Мощность сланценосных отложений колеблется в широких пределах — от 6 до 100 м. Отмечается общая закономерность уменьшения их мощности с юго-востока на северо-запад. В разрезе сланценосной толщи преобладают глинисто-мергелистые породы, составляющие более 50% объема толщи. Подчиненное положение занимают алевролиты, известняки и горючие сланцы.

По данным Г. В. Явхута (1973), глинисто-мергелистые породы характеризуются пелитовой и алевропелитовой структурой. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюды, редко с примесью каолинита или монтмориллонита. Алевритовая примесь, составляющая 10—15%, редко 20%, состоит главным образом из неокатанных зерен кварца, чешуек гидратированной слюды, глауконита округло-овальной формы. Пирит — обычная составная часть рассматриваемых пород.

Среди горючих сланцев выделяются три типа (Гинзбург, Явхута, 1969). Первый тип характеризуется высоким содержанием органического вещества — до 50—60%. Содержание органического вещества во втором типе — 10—15%, в третьем — 15—25%.

Строение сланценосной толщи в отдельных районах различное. Так, например, на Кашпирском месторождении сланценосная толща имеет мощность от 2,5 м на северном участке, до 5 м — на южном. Она содержит два пласта горючих сланцев сложного строения. Мощность толщи в Ульяновском районе колеблется от 4,4 до 6,8 м, средняя мощность пластов — от 0,13 до 0,8 м. Вся толща имеет семь-восемь слоев горючих сланцев. В Заволжье сланценосная толща большей мощности — до 24—32 м. Пласты имеют сложное строение и состоят из трех-четырех пачек горючих сланцев (Явхута, 1973). Элементарный состав органической части горючих сланцев характеризуется следующими данными (в %): C — 56—70; H — 6,3—8,8; N+O — 14,9—36,4 и S — 4,2—9,0.

Сланценосные отложения нижневолжского яруса Волжско-Печорской провинции являются типичными платформенными образованиями и имеют небольшую мощность. Наибольшие мощности сланценосной формации приурочены к синеклизам на краю платформы — в Печорской впадине (90 м) и в Прикаспийской синеклизе (250 м).

А. А. Гурвич (1951) на основании анализа бентосных форм организмов полагает, что осадки сланценосной толщи накапливались в море, лишенном значительных волнений, на дне которого росли водоросли и обитала количественно богатая фауна.

Ярким представителем палеозойской карбонатно-углеродистой формации являются горючие сланцы — кукерситы Эстонской ССР. По данным С. С. Баукова (1973), кукерситы прослежены горными выработками и скважинами на площади около 100 000 км² и занимают пространство в 500 км по простиранию пород в широтном направлении от побережья Балтийского моря до меридиана г. Волхова и в 180 км по падению пород к югу от побережья Финского залива. Горючие сланцы в виде слоев мощностью от нескольких сантиметров до 1 м и в качестве маломощных прослоев и примазок переслаиваются с мергелями, глинистыми известняками и известняками, которые во многих случаях также обогащены керогеном. Как указывает С. С. Бауков (1973), больше всего горючих сланцев находится в кукрузеском горизонте, в котором (например, в районе действующих шахт в Эстонии) в интервале 10—12 м насчитывается 28—29 сланцевых слоев и прослоев суммарной мощностью около 5 м. Переслаивающиеся здесь с горючими сланцами мергели и известняки этого горизонта (за исключением 16 прослоев суммарной мощностью 1,5—2 м) также обогащены в разной степени керогеном.

Условиям формирования горючих сланцев — кукерситов — посвящена обширная литература (Öpik, 1930; Жемчужникова, Гинзбург, 1958; Наливкин, 1956; Страхов, 1963; Раудсепп, 1975; Бауков, 1973 и др.).

Так, по Ю. А. Жемчужниковой и А. И. Гинзбургу (1958), кукерситы относятся к лагунным образованиям. Согласно Д. В. Наливкину (1956), они образовались в иловой впадине мелководного эпиконтинентального моря, на значительном удалении от берега. Н. М. Страхов (1962) связывает накопление органического вещества кукерситов предположительно с жизнедеятельностью придонных высших водорослей в условиях нормального режима морских вод.

С. С. Бауков и Х. А. Стумбур (1975) на основании изучения вещественного состава горючих сланцев и вмещающих пород, а также палеотектонических условий сланценакопления, пришли к выводу об образовании кукерситов в открытом море, в условиях нормального газового режима. По данным этих авторов, в общем структурном плане каледонского времени эта часть ордовикского моря располагалась в граничной зоне между областью устойчивого поднятия на севере (Фено-Скандинавский массив) и областью устойчивого погружения на юге (Прибалтийская впадина). Это, как полагает С. С. Бауков (1973), очевидно, и обусловило то обстоятельство, что за время своего существования Северо-Эстонский прогиб не был статичным, о чем можно

судить по ритмичному строению и резкой вертикальной дифференциации осадков сланценосной толщи, накопившихся в более глубокой части, а также по размывам и перерывам отложений в более краевых его частях и в конце существования прогиба. Дифференциация осадков сланценосной толщи по площади, возможно, указывает на расположение Северо-Эстонского прогиба вдоль северного берега ордовикского Балтийского бассейна (рис. 33).

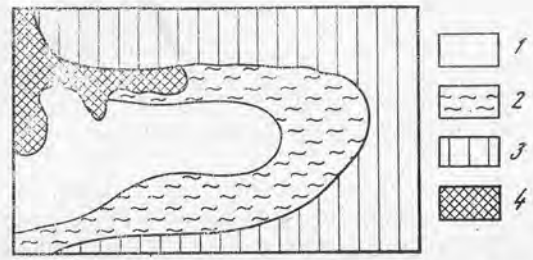


Рис. 33. Палеогеографическая схема, по С. С. Баукову и Х. А. Стумбуру (1975)

1 — палеобалтийское море в среднем ордовике; *2* — распространение пород среднего ордовика; *3* — равнинная суша; *4* — зона кукерситообразования

Все исследователи кукерситов указывают на устойчивость сланцеобразующих факторов. По мнению Х. Г. Раудсеппа (1975), на образование каждого метра мощности отложений требовалось 300 000 лет или на образование слойка мощностью 1 см ушло 2500—3000 лет.

Следующий пример тесной ассоциации углеродисто-карбонатных пород — сидеритоносная формация позднего докембрия Кокчетавского массива (Созинов, 1973; 1975б).

В пределах Кокчетавского массива в основании вендского комплекса трансгрессивно залегает однотипная парагенетическая ассоциация углеродисто-сланцево-карбонатных (сидеритоносных) пород. Широкое площадное развитие сидеритоносных отложений, большое количество пластов сидеритов и постоянный их парагенезис с породами сланцево-карбонатной толщи позволяет выделить ее как специфическую сидеритоносную формацию, суммарной мощностью 700—750 м.

Отличительной чертой этой формации является своеобразная ассоциация слагающих пород, представленных углеродсодержащими глинистыми сланцами, сидеритами, известняками и доломитами. Отложения формации обычно тонко- и параллельнослоистые, волнистослоистые, иногда включают линзы и тонкие прослои кремней и тонкополосчатых яшм. Породы содержат метаморфизованное органическое вещество, часто обладают

водорослевой структурой и несут признаки отложения осадков на мелководье.

Породы, подстилающие сидеритоносную формацию, представлены толщей кристаллических и филлитовидных сланцев, а перекрываются терригенными отложениями, состоящими из флишеподобного переслаивания однообразных пачек, олигомиктовых кварцевых песчаников и алевролитов.

В составе сидеритоносной формации главная роль принадлежит различным углеродсодержащим филлитовидным сланцам и карбонатным породам. Важной отличительной чертой отложений, заключающих пласты сидеритов, является однородность их фациального состава на больших пространствах, что может свидетельствовать в пользу устойчивых палеогеографических и фациальных условий осадконакопления в эпоху рудообразования.

Пласты сидеритов в отложениях формации встречаются в тесной ассоциации с филлитовидными углеродисто-глинистыми сланцами и карбонатными породами. По вертикали сидериты через тонкие слои углеродисто-глинистых сланцев переходят в карбонатные породы, представленные преимущественно известняками и реже доломитизированными известняками и доломитами.

Пласты сидеритов встречаются по всему разрезу формации. В верхних частях формации часто отмечается флишеподобное микроритмичное чередование сидеритов и углеродисто-глинистых сланцев. Мощность микроритмов различная — от 0,3 до 1,0 м.

Изучение литолого-петрографических и текстурно-структурных особенностей вмещающих пород, наблюдения над характером их фациальных изменений, геохимических особенностей позволяет предполагать, что накопление осадков происходило в весьма мелководном и, вероятно, отшнурованном от океана морском бассейне миогеосинклинального типа. Предполагается, что миогеосинклинальная зона развивалась на жестком древнем фундаменте в условиях вялых эпейрогенических (параплатформенных) тектонических движений при общем погружении района.

Суша, окружающая бассейн седиментации, представляла собой, по-видимому, пенепленизированную равнину, с которой выносились главным образом продукты химического выветривания. Этому способствовал теплый и влажный климат, который наряду с вялыми эпейрогеническими движениями территории создал условия глубокого химического разложения пород.

Бассейн, в котором происходило накопление рудоносных осадков, представлял собой серию относительно узких, протяженных (сотни километров) заливообразных водоемов. Присутствие в незначительном количестве алевритового и пелитового терригенного материала, доломитов, обилие органического ве-

щества и водорослей свидетельствует о малых глубинах водоемов.

Геохимическая обстановка в водоемах определялась в какой-то степени обильным накоплением отмирающего фитопланктона и водорослей, разложение которых создало восстановительную среду придонных иловых вод, а наличие диагенетического пирита и метаморфизованного органического вещества может служить указанием на их сероводородную зараженность и застойный гидродинамический режим.

Выносимые с суши растворенные соединения железа в условиях резко восстановительной среды придонных иловых вод могли связываться с карбонатами, образуя сидеритовые тела. Этому способствовало также незначительное поступление в водоемы разбавляющего терригенного материала.

Наличие в сидеритах остатков водорослей и рассеянного метаморфизованного органического вещества позволяет предполагать, что, возможно, в накоплении сидеритов большую роль играли биогенные процессы. Эта роль может быть двоякой. С одной стороны, создание тех благоприятных геохимических условий, при которых происходила садка сидеритов хемогенным путем, и с другой — непосредственное накопление железа самими водорослями.

К карбонатно-углеродистой формации относятся протерозойские шунгиты Карелии, приуроченные к верхнеятулийским и суйсарским отложениям. Эти отложения известны в Южной Карелии в районе озер Онежского, Суоярви, Туломозеро и Мал. Янисъярви, где они были описаны под названием «шунгит-карбонатно-сланцевой толщи». По данным В. А. Соколова (1963 и др.), наиболее широкое площадное развитие шунгит-карбонатно-сланцевая толща имеет в северной части Онежского озера. Шунгитсодержащие породы развиты в центральной части Онежской мульды, занимая площадь около 10 000 км². В последние годы в результате проведения работ по изучению шунгитов Карелии был получен большой новый материал по строению шунгитсодержащей толщи и условиям ее формирования (Соколов, 1963; Калинин, Соколов, 1975; Соколов и др., 1975; Галдобина, Горлов, 1975 и др.). Геолого-литологическими исследованиями было установлено, что в докембрии Карелии существовали две основные эпохи первичного накопления углеродистых отложений: нижнепротерозойская (лопская) — в бассейне геосинклинального типа и среднепротерозойская (ятулийско-суйсарская) протоплатформенного и платформенного типа (Калинин, Соколов, 1975). Последняя представлена породами, метаморфизованными в условиях низких ступеней регионального метаморфизма; преобладающее развитие среди углеродистых соединений имеют разные типы шунгитовых пород.

Литологические исследования шунгитсодержащих толщ позволили составить палеофациальную схему для образования

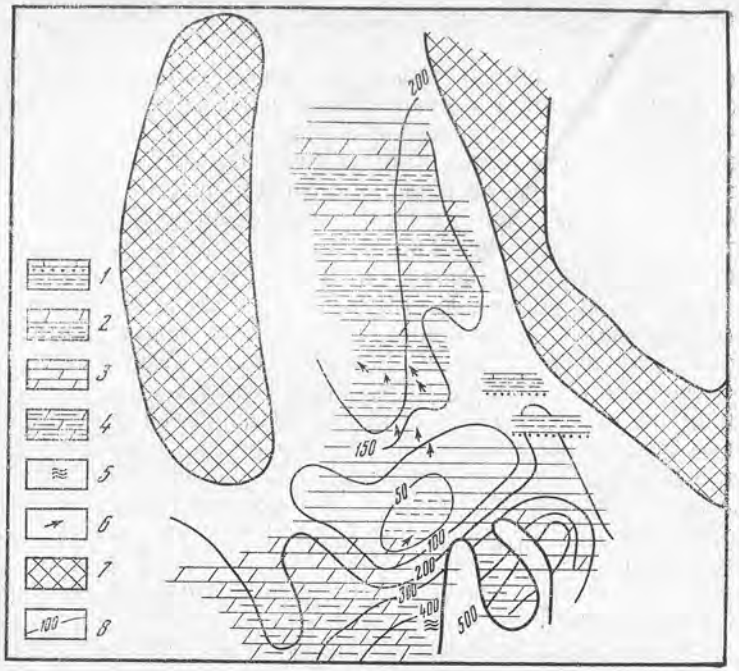


Рис. 34. Палеогеографическая схема позднего ятулия Карелии и смежных районов, по В. А. Соколову с соавторами (1975)

1—4 — отложения: *1* — карбонатно-глинисто-песчаные, *2* — глинисто-карбонатные, *3* — карбонатные, *4* — карбонатно-шунгито-глинистые; *5* — местонахождения строматолитов; *6* — направление переноса обломочного материала; *7* — предполагаемые области сноса; *8* — изопахиты, м

заонежской свиты верхнего ятулия (рис. 34). Из приводимой схемы видно, что высокоуглеродистые осадки (шунгиты) накапливались в крупном проливообразном бассейне, окруженном с востока и запада областями размыва (Соколов и др., 1975).

В Юго-Восточной и Восточной Финляндии в районе Оутокумпу, например, рассматриваемые отложения входят в Карельскую сланцевую формацию (Peltola, 1960). Среди них наиболее широко распространены так называемые филлиты, или аргиллитовые «черные сланцы», состоящие наполовину из биотита, а также из кварца и плагиоклаз-андезита с примесью графита, пирита, пирротина и ильменита. Содержание графита и сульфидов железа достигает 25 вес.%. Наряду с этими первично глинисто-карбонатными породами, широким распространением пользуются амфиболовые (первично известковистые) и карбонатно-амфиболовые углеродистые сланцы. Пелтола (Peltola, 1960) приходит к выводу, что эти отложения осаждались в условиях, близких к обстановкам образования сапропелей. Вероятным является как химическое, так и биохимическое осаждение таких первоначальных компонентов осадка, как карбонаты, углеродистое вещество и сульфиды.

В древних слоях земной коры с абсолютным возрастом более 2,6 млрд. лет углеродистые отложения указанной ассоциации встречаются на многих щитах. В частности, в пределах Алданского щита углеродистые сланцы в ассоциации с карбонатными отложениями встречаются очень часто. Так, углеродистые отложения в виде разного рода слоев, резко обогащенных метаморфизованным углеродистым веществом — графитом, отмечаются по всему разрезу Алданского комплекса в иенгрской, тимптонской и желтулинской сериях, но распределены в нем неравномерно, занимая вполне определенное стратиграфическое положение. Наибольшее значение углеродистые породы имеют в нижней иенгрской и верхней джелтулинской сериях.

В иенгрской серии углеродистые отложения встречаются в федоровской свите. По данным Г. Б. Гиммельфарба (1972), средняя подсвита федоровской свиты сложена графитсодержащими диопсидовыми, двупироксеновыми, роговообманково-двупироксеновыми кристаллическими сланцами, мраморами с прослоями гиперстеновых кристаллических сланцев и кварцитов.

В верхней, джелтулинской серии, особенно в нижней ее части (сутамская свита), большим распространением пользуются мраморы, кальцифиры, биотит-гранатовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы основного состава. Большую роль в составе нижней части разреза играют графитсодержащие разности пород, которые тесно ассоциируют с биотит-гранат-плагиоклазовыми и биотит-плагиоклазовыми гнейсами, мраморами и кальцифирами. Содержание графита в породах достаточно велико и отмечается повсеместно (Гиммельфарб, 1972).

Особенностью отложений архея Алданского щита является тесная ассоциация прослоев, сложенных гнейсами и кристаллическими сланцами, с карбонатными слоями; все разности чередующихся пород содержат большое количество послойно распределенного графита. Карбонатные слои и горизонты и чередующиеся с ними графитовые породы выдержаны по простиранию и по мощности на широких площадях.

В пределах Украинского щита в породах раннего докембрия широко распространены отложения с высоким содержанием углерода, которые, по данным Г. И. Каляева (1965), входят в состав углисто-графитисто-терригенной ($К^{13}$), углисто-карбонатно-лагунной ($К_3^2$) и кварцито-конгломерато-молассовой ($К_3^3$) формаций суммарной мощностью 4—5 км.

В составе так называемой углисто-терригенной формации выделяется горизонт углеродисто-графитовых биотитовых и серицитовых сланцев, встречающихся в лагунной формации совместно с карбонатными породами, в которых графит имеет подчи-

ненное значение. Встречаются разности, почти целиком состоящие из углеродистого вещества или графита, ассоциирующегося с тонкими слойками пирита, кварцита и карбоната. В таких сланцах основная ткань породы образована мелкозернистым кварцем и углеродистым веществом. Кроме подобных сланцев, встречаются углеродисто-графит-кварц-карбонатные разности, которые на 60—70% состоят из карбоната, находящегося во взаимном прорастании с графитом, причем карбонат является первично седиментогенным, отлагавшимся вместе с органическим веществом. Содержание остаточного углерода в сланцах иногда превышает 20%. Г. И. Каляев (1965) полагает, что углерод в этих породах имеет, вероятно, первично органическое происхождение, а наличие битумов и высокая пиритоносность указывают на его образование в водоемах лагунного типа, где существовали подходящие условия для захоронения простейших организмов.

Вулканогенно-углеродистые формации

Вулканогенно-углеродистые формации образуют очень большую группу образований. Впервые они были выделены Н. С. Шатским (1955) под названием отдаленно-кремнистой формации, тесно связанной с вулканогенными зеленокаменными свитами. Н. С. Шатский приводит пример кремнисто-сланцевой формации Сакмарского поднятия, описанной В. Н. Павлиновым (1937) и Б. М. Келлером (1949). Формация сложена сланцевыми породами — различными кремнистыми, кремнисто-глинистыми, кремнисто-туфовыми или туффитовыми сланцами. Окраска пород темно-серая или черная и зависит, в основном от содержания углеродистого вещества. Сланцы различного состава чередуются друг с другом. В них местами появляются пачки и толщи туфов, граувакковых и реже кварцевых песчаников. Как полагает Н. С. Шатский (1955), кремнисто-сланцевая формация фациально связана либо непосредственно с основными эффузивами, либо с основными лавами с прослоями сургучно-красных яшм.

Вулканогенно-углеродистые формации наиболее широко распространены в толщах нижнего палеозоя. Они встречаются на Урале, в Казахстане, Узбекистане, Киргизии, на Дальнем Востоке и в других районах Советского Союза. Среди докембрийских образований к формации этого типа можно отнести ятулийские шунгиты (пачки I—III) Карелии (Калинин, Соколов, 1975), углеродистые сланцы серии Киватин (Канада), нижнепротерозойские сланцы Русс Лабрадорского трога Канады, сланцы свиты Претория Африки. Комплекс пород формации обычно представлен переслаиванием углеродистых кремнистых (или карбонатных) сланцев, яшм, известняков, доломитов, иногда грубых кластических пород с продуктами подводного вулканизма. Характерным для формаций является наличие многих

горизонтов углеродистых сланцев. На рис. 35 приведены некоторые примеры разрезов вулканогенно-углеродистых формаций.

На территории Алтае-Саянской складчатой области углеродистые формации известны в отложениях рифея и нижнего кембрия. В составе кремнисто-карбонатных, карбонатных и вулканогенных рифейских и нижнекембрийских комплексов формации углеродистых сланцев известны в широком стратиграфическом интервале. Различными исследователями выделяются от 4—5 до 10 и более горизонтов углеродистых сланцев (Красильникова и др., 1965; Сухарина, 1965, и др.). В пределах Алтае-Саянской области рифейско-раннекембрийское время выделяется как эпоха широко проявившегося накопления углеродистого вещества, в ряде случаев тесно ассоциирующего с промышленными скоплениями фосфоритов. Формирование углеродистых осадков происходило в эвгеосинклинальных условиях в начальные этапы развития Алтае-Саянской геосинклинали. При этом, как отмечает А. С. Смилкстын с соавторами (Смилкстын и др., 1966), наиболее значительное по масштабам накопление фосфоритов и тесно ассоциирующих с ними углеродистых сланцев происходило на участках, характеризующихся сравнительно стабильным тектоническим режимом внутригеосинклинальных поднятий, преобладанием карбонатного типа накопления и относительно слабым проявлением эффузивной деятельности. По особенностям режима осадконакопления такие зоны в пределах сложно построенных геосинклиналей могут быть отнесены к парагеосинклиналям в понимании М. В. Муратова (1949).

Вместе с тем, как отмечают (Смилкстын и др., 1966), фосфатные и углеродистые осадки встречаются и в вулканогенно-кремнистых комплексах, формирование которых происходило в типичных эвгеосинклинальных условиях, в пределах офиолитовых эвгеосинклиналей.

Таким образом, в соответствии с существующей разницей геотектонической позиции, углеродистые формации, образовавшиеся в эвгеосинклинальных условиях, оказываются полиформационными и связанными с существенно разнотипными литологическими комплексами. Здесь могут быть выделены все вышеперечисленные типы формаций углеродистых сланцев.

В древнейших осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях углеродистые отложения встречаются, например, в серии Киватин в железорудных районах Мичипикотен в Канаде и Вермильон в США.

Киватинский тип отложений раннего докембрия представлен ассоциацией вулканогенных и осадочных пород, метаморфизм которых проявлен относительно слабо или не проявлен совсем, так что признаки первичной природы горных пород наблюдаются в большинстве случаев совершенно отчетливо, а нередко удается установить тонкие особенности осадконакопления.

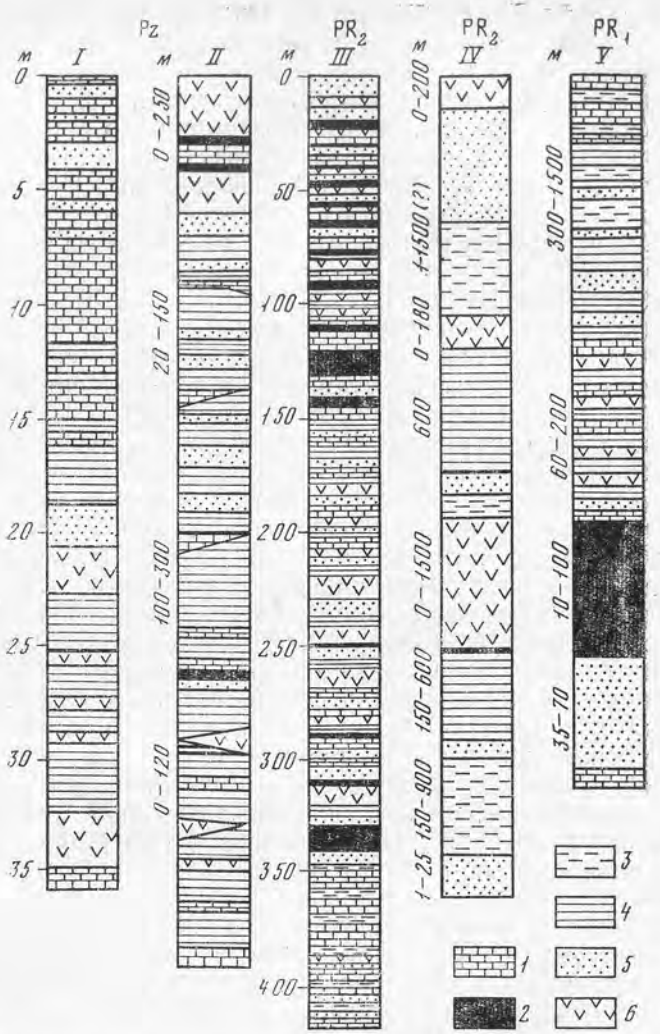


Рис. 35. Разрезы вулканогенно-углеродистых формаций

I — часть вулканогенно-углеродистой формации Кузнецкого Алатау, по А. К. Мкртычьяну (1971); *II* — тамалыкская свита Кузнецкого Алатау, по А. К. Мкртычьяну (1971); *III* — шунгиты Карелии, по Л. П. Галдобиной и В. И. Горлову (1975); *IV* — свита Претория, по Дю-Тойту (1957); *V* — разрез пород Лабрадорского трога района Берн-Крик, по Гаррисону (Harrison, 1952)

1 — карбонатные породы — илы, известняки, доломиты, сидериты, мраморы; *2* — высокоуглеродистые ($C_{орг}$>10%) сланцы, антроксолиты, шунгиты, графиты; *3* — глины и глинистые сланцы; *4* — углеродистые сланцы ($C_{орг}$<10%); *5* — кремнистые и терригенные кварцевые породы; *6* — вулканиты

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

По мнению многих исследователей, осадочно-вулканогенные формации киватинского типа формировались на ранних этапах геологического развития земной коры (Марков, 1962; Формозова, 1973; Wilson, 1956 и др.).

Вулканогенно-осадочные образования серии Киватин в пределах Канадского щита известны в провинциях Квебек и Онтарио. Они хорошо изучены в районах железорудных месторождений Мичипикотен; Бетчавана к северо-востоку и востоку от оз. Верхнее, Рейни-Лейк и Метевин — к северо-западу и северу от него (Goodwin, 1962; Gross, 1965 и др.).

По мнению А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича (1970), возраст пород серии Киватин 2, 5—2, 65 млрд. лет. Углеродистые отложения в серии Киватин тесно ассоциируют с терригенными и карбонатными породами, железистыми кварцитами, сидеритами, а также туфами и лавами различного состава.

По данным Джеймса (James, 1954), накопление илисто-кремнистых осадков, карбонатов, пирита, магнетита и углеродистого материала происходило в восстановительных условиях.

А. М. Гудвин (Goodwin, 1962) в рудах район Елен (Канада) выделяет две фации: вулканогенную и осадочную. Вулканогенная фация состоит из переслаивания и чередования кремнистых слоев со слоями, сложенными закисными минералами железа: пирита, сидерита, магнетита. В ней всегда много углеродистого вещества (графита), который встречается в сульфидсодержащих роговиках мощностью до 10 м и вытянутых по простиранию на несколько сот метров. Переход между слоями постепенный. Углеродистого материала и пирита в осадочной фации гораздо меньше.

В районе оз. Вермильон (штат Миннесота) на значительной площади к западу от оз. Верхнее развиты сложнодислоцированные и метаморфизованные породы серии Киватин. Они разделены на две свиты: нижнюю — эли и верхнюю — соудан, к последней и приурочены основные скопления углеродистых отложений. Свита эли представляет собой мощную толщу метаморфизованных эффузивов и туфов, железистых кварцитов. Подчиненное значение имеют углеродистые кремнистые сланцы и мраморы.

В районе оз. Вермильон на эффузивах залегают черные брекчированные кремнистые породы, железистые кварциты, амфиболовые и кремнистые сланцы. Железистые кварциты по простиранию переходят в графит-пиритовые сланцы, а повышенные количества углерода и пирита отмечаются во всех

породах формации. Черные графит-пиритовые породы содержат до 20—24% органического углерода, а в шариках пирита найдена микроструктура органического происхождения.

П. Е. Клауд с соавторами (Cloud e. a., 1965) относят отложения формации соудан, вмещающие слои углеродистых отложений, к одним из древнейших углистых отложений Земли с абсолютным возрастом не менее 3 млрд. лет. Отдельные слои и линзы в этой формации настолько обогащены углеродистым веществом, что приближаются к графитизированным углям. Химические, спектрофотометрические и рентгенофлуоресцентные исследования свидетельствуют о возможном органическом происхождении углерода. Под электронным микроскопом обнаружен керогеноподобный материал, который можно интерпретировать либо как остатки ткани, либо как кристаллические образования.

Несмотря на достаточно тесную связь углеродистых фаций с вулканогенными, детальный анализ эпох накопления углеродистого вещества показывает, что наиболее тесная ассоциация углеродистого вещества отмечается не с вулканогенными фациями, а с терригенными, кремнистыми и глинистыми фациями. В эпохи накопления вулканогенного материала, т. е. в периоды максимальной тектонической активности, накопление углеродистого материала резко сокращалось.

Рассмотрение вопросов, связанных с углеродистыми формациями докембрия и фанерозоя, позволяет сделать следующие выводы.

В докембрии, так же как и в фанерозое, происходило весьма интенсивное накопление и формирование высокоуглеродистых формаций. Углеродистые формации возникали неоднократно в общем ходе направленного развития земной коры (рис. 36). Эти формации характеризуются определенными закономерностями пространственных связей с геоструктурами, фациальными особенностями и особенностями состава и строения. Сравнение углеродистых формаций докембрия и фанерозоя позволяет говорить о чертах эволюционной направленности процессов их формирования и об изменении ряда их особенностей во времени. Одно из основных различий между докембрийскими и фанерозойскими углеродистыми формациями сводится к существенно меньшим масштабам их проявления в фанерозое.

На самых ранних этапах развития земной коры органическое вещество играло активную роль в концентрации ряда элементов. Тем не менее геохимический облик формаций и их металлоносные особенности обусловлены вещественным составом и условиями их формирования. Кроме того, приведенные данные свидетельствуют также о том, что уже на самых ранних этапах развития земной коры органическое вещество играло большую роль в концентрации элементов, а удивительное однообразие состава малых элементов в углеродистом веществе

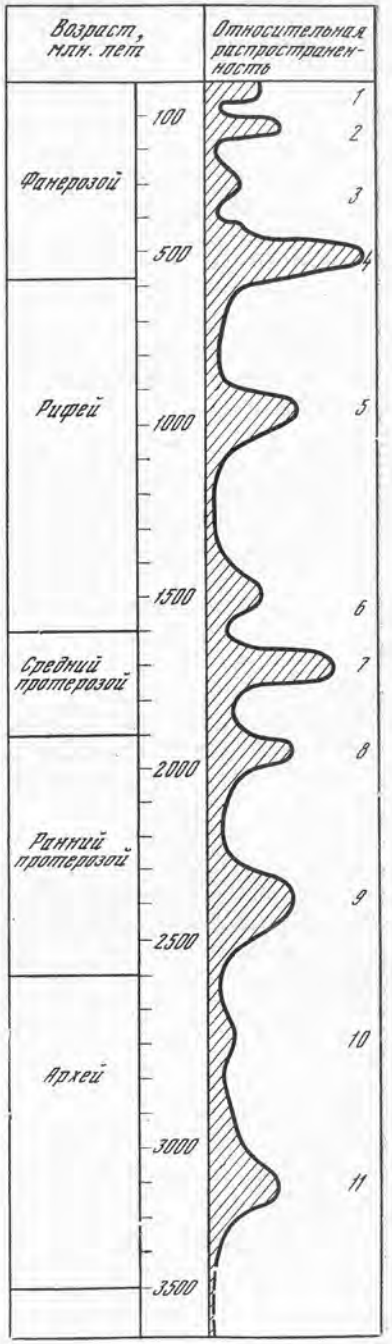


Рис. 36. Относительная распространенность углеродистых формаций в докембрии и фанерозое

1 — современные осадки, обогащенные углеродистым веществом; *2* — углеродистые аргиллиты карагинской свиты Южного Мангышлака; горючие сланцы Печоро-Волжского района; баженовская свита Западно-Сибирской плиты; *3* — формации Фосфория и Чаттануга (США); доманик Предуралья; *4* — кукерситы Эстонии; диктионемовые сланцы Прибалтики; кольм Швеции; углеродистые сланцы Казахстана, Киргизии, Узбекистана, Алтае-Саянской области, КНДР, Австралии, США и др.; *5* — углеродистые сланцы Уссури-Ханкайского района, Учуро-Майского района, нагорья Сангилен (Тува); сланцы Нансач (США); *6* — сланцы серии Виндхья (Индия); *7* — шунгиты Карелии; углеродистые сланцы жайминской свиты Восточного Саяна, серии Минас (Бразилия); сланцы Лабрадорского трога (Канада); *8* — углеродистые сланцы Ривертон группы Анимики района Айрон-Ривер (США); криворожской серии КМА; черные сланцы района Оутокумпу (Финляндия); графитовые сланцы Ярогинского грабена Алдана; сланцы свиты Претория (Африка), группы Хамерсли (Австралия), свиты Кейв Кольского полуострова; *9* — графитовые сланцы Центрального Прибайкалья; лептиты Швеции, серии Стип-Рок (Канада), свиты Гриквatаун (Трансвааль), группы Мидлбек (Австралия), Эрзинского района Центрального Прибайкалья; *10* — графитовые сланцы серии Симанду Либерийского щита; графитовые сланцы Анабарского, Гренландского и Алданского щитов, слюдянской серии Прибайкалья; *11* — графитовые сланцы Приазовья, иенгрской серии Алдана, серии Соудан (США), системы Аравали (Индия), серии Фиг-Три (Африка), серии Мичипикотен Канадского щита, серии Бирримий (Африка)

формаций докембрия и фанерозоя позволяет говорить о едином универсальном механизме их накопления, не зависящем от возраста, геологического положения и условий их накопления. Таким механизмом скорее всего были биохимические процессы. Если положение о биохимическом характере накопления является справедливым, то приводимые данные могут свидетельствовать также и о том, что на ранних этапах геологической истории биохимическая эволюция зашла настолько далеко, что живые организмы использовали в своем метаболизме уже определенным образом выбранный спектр элементов для своих жизненных функций. Представляется вероятным, что охарактеризованный спектр элементов наряду с другими элементами, такими как кислород, азот, фосфор, играл важную функциональную роль в развитии живого вещества, что и сказалось на характере их распределения.

Глава IV

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ДОКЕМБРИЯ

Сравнительно недавно идея о докембрийских корах выветривания выглядела в значительной степени еретической. Большинство исследователей полагало, что докембрий представляет собой область глубокого метаморфизма и гранитизации, вследствие чего первично генетические признаки пород, даже сравнительно «жестких» (подобных, например, конгломератам) там оказались почти нацело якобы утраченными. Что касается рыхлых и пластичных образований кор выветривания, то предположения об их существовании в докембрии (особенно раннем) казались несерьезными. Однако вопрос относительно изучения процессов докембрийского выветривания все-таки ставился, причем давно и неоднократно (Frosterus, 1902; Wilkman, 1916; Metzger, 1924; Väyrynen, 1935; Харитонов, 1938; Коржинский, 1955; Гинзбург, 1957).

И. И. Гинзбург относил докембрий к периодам наибольшего развития кор выветривания, полагая, что допалеозойские коры по сравнению с более молодыми были более мощными и распространенными. Предположения об исключительном развитии докембрийских кор выветривания выдвигали и другие геологи. Такую исключительность многие исследователи обосновывают особенностями древнейшей атмосферы, которая, по их пониманию, совершенно не походила на современную, содержала большое количество углекислого и других газов, мало или совсем не имела свободного кислорода.

Мысль о характере атмосферы в древнейшие этапы эволюции Земли волнует естествоиспытателей уже продолжительное время.

Очевидно, что успешное определение состава докембрийской атмосферы требует участия различных научных дисциплин, однако главенствующая роль при этом остается, по-видимому, за геологическими науками. В сфере последних одним из наиболее интересных объектов исследования следует считать докембрийские коры выветривания, которые, по сути дела, являются единственными геологическими образованиями, обязанными своим возникновением прямому влиянию на исходные породы климатических факторов и в первую очередь — воздействию древнейшей атмосферы. Иными словами древнейшая кора выветривания — достоверный свидетель атмосферы.

В шестидесятых годах многие аспекты проблемы докембрийского выветривания находились на уровне постановки вопроса. Видимо, поэтому в работах одного и того же исследователя, посвященных древнейшему выветриванию, подчас можно было встретить несколько противоположные выводы. К примеру, И. И. Гинзбург в 1957 г. писал: «Наблюдается далеко идущая аналогия древнего выветривания с современным, но не полное тождество. Трудности сопоставления древнего и современного выветривания усугубляются недостаточной изученностью первого» (с. 34). В 1963 г. И. И. Гинзбург пришел к такому заключению: «Древние коры выветривания, и особенно допалеозойские и палеозойские (частично и мезозойские), образовались в условиях, столь не похожих по климату, составу атмосферы и биогенезу на современные или третичные условия, что наши современные геологические и геохимические представления о них требуют ряда существенных поправок» (с. 379). Точка зрения Н. В. Логвиненко (1963) была более категоричной: «Следы древнейшей допротерозойской или нижнепротерозойской коры выветривания неизвестны... Если она (т. е. кора выветривания) и сохранилась, то в сильно измененном виде. В настоящее время она, вероятно, представлена кристаллическими породами. Может быть, пласты некоторых серицитовых филлитов и сланцев, слюдяных сланцев и других пород — это горизонты древнейшей коры выветривания» (с. 294).

При расшифровке процессов физико-химического разложения пород в поверхностных условиях докембрия (особенно раннего) первоочередной интерес приобретает выявление и исследование метаморфизованных кор выветривания. Вполне понятно, что их обнаружение сопряжено с определенными трудностями. Не случайно И. И. Гинзбург (1957) обращал внимание геологов на то обстоятельство, что многие метаморфические породы, определяемые иногда как первично осадочные или даже изверженные, в действительности могут оказаться продуктами метаморфизма древних, возможно, допалеозойских кор выветривания.

Успешное изучение метаморфизованных кор может способствовать правильной ориентации поисков различных рудных и нерудных полезных ископаемых в ряде докембрийских провинций. Так, например, с границей архея и протерозоя (примечательной, как теперь можно считать, широким развитием континентальных кор выветривания) связывают крупные запасы железа, чистых кварцитов и урансодержащих каустобиолитов Скандинавии, окисленных руд КМА, медных руд Замбии, металлоносных конгломератов Южной Африки, железистых кварцитов, урановых, медно-никелевых и серебряно-кобальтовых руд Канады. Предполагается, что при исследовании докембрийских кор выветривания могут быть обнаружены крупные месторождения силикатного никеля и кобальта.

Кварцевые конгломераты определяют наиболее важный тип месторождений золота в докембрии. В последнее время все чаще говорят об их генетической связи с формациями древнейших кор выветривания. Многие геологи указывают на прямую зависимость большинства залежей железных руд докембрия от эпох регионального развития кор выветривания. Согласно данным ряда исследователей, фосфориты обнаруживают явную приуроченность к докембрийским корам выветривания и их формациям. Многие геологи пришли к твердому убеждению относительно распространенности процесса бокситообразования в докембрии (даже весьма раннем). Протерозойская остаточно-перемещенная кора выветривания, обогащенная апатитом, отмечается на Центральном Алдане. По некоторым данным, образование коры выветривания и энергичный размыв нижнепротерозойских пород перед отложением оскольской серии на КМА являются важными поисковыми критериями на железистые кварциты. С. В. Левченко с соавторами (1975) пришли к заключению о существовании на Русской платформе в рифее и венде необходимых условий для формирования генетически связанных с корами выветривания бокситов, железных руд, огнеупорных и каолинитовых глин, кварцевых песков. Высказываются соображения о предвендской коре выветривания и вендских отложениях с гематит-марганцевым месторождением в Большом Каратау, о корах выветривания поздневендского возраста Малого Каратау, Срединного Тянь-Шаня, Улутау и парагенетически связанных с ними глауконитов, кварцевых песчаников, фосфоритовых, алюмофосфатных и марганцевых руд. Анализ генетических связей архейских кор выветривания со всевозможными пластовыми, метасоматическими и жильными месторождениями проведен Д. П. Сердюченко (1975).

Несомненно, не только чисто теоретическое, но и практическое значение докембрийских кор выветривания. Но необходимость специального исследования кор выветривания в докембрии наиболее отчетливо определилась лишь в последнее десятилетие.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Анализ весьма обширной литературы позволяет сделать заключение об интенсивных процессах физико-химического выветривания в докембрии, которые в связи с длительностью континентальных режимов (охватывавших обширнейшие территории и неоднократно повторявшихся на протяжении докембрийского времени) часто приводили к возникновению мощных остаточных кор выветривания.

На территории нашей страны образования, рассматриваемые в качестве площадных кор выветривания докембрия, выявлены в пределах всех его главнейших провинций.

На Балтийском щите наибольшее количество выходов докембрийских метаморфизованных кор выветривания зафиксировано в Карелии. По составу исходных пород протерозойские коры выветривания Карелии условно подразделяются на следующие типы: образованные на гранитах, конгломератах и песчаниках — в форме кварц-серицитовых сланцев, на породах основного и ультраосновного состава — в виде серицит-хлоритовых и тальк-карбонат-хлоритовых сланцев, на зеленокаменных сланцах — в виде хлоритовых, нередко ожелезненных сланцев. «Гранитная» кора выветривания теперь признается большинством карельских геологов. Однако Фростерус (Frosterus, 1902) и Вилкман (Wilkman, 1916) первыми высказали предположение о том, что кварц-серицитовые сланцы на гранито-гнейсах кристаллического фундамента Карелии («базальные сланцы», «базальные граниты», «регенерированные граниты») являются преобразованными под влиянием позднего метаморфизма продуктами древнейшего выветривания. Более подробно «базальные слои» ятулийской формации были охарактеризованы Метцгером (Metzger, 1924). Выявляя первичные генетические признаки «базальных сланцев», Метцгер обратил внимание на нечеткость стратиграфической границы между фундаментом и кварцитовой толщей, определяемую постепенным переходом гранито-гнейсов в «базальные сланцы», а также на постепенное разрушение пегматитовых прожилков в слое «базальных сланцев». Эти два явления позволили Метцгеру считать «базальные сланцы» материалом доятулийского выветривания, преобразованным в процессах диагенеза и метаморфизма.

Вслед за Фростерусом, Вилкманом и Метцгером идею о первично-элювиальном генезисе серицитовых «базальных сланцев» приняли многие наши геологи: Ю. С. Неуструев (1933), Л. Я. Харитонов (1938), Н. Г. Судовиков (1939), М. А. Гилярова (1948), И. П. Тимченко (1950), В. А. Соколов (1955), Г. О. Глебова-Кульбах, Н. И. Пинаева (1961), И. Н. Лобанов (1961), К. О. Кратц (1963), В. З. Негруца (1966) и др. Некоторые из упомянутых исследователей не только обнаружили большое

количество выходов этих сланцев, определили местоположение их в стратиграфическом разрезе, но с той или иной детальностью охарактеризовали их макро- и микроскопически. По мнению многих из них, «базальные образования» возникли при докембрийском выветривании гранито-гнейсов кристаллического фундамента в условиях теплого и влажного климата. В. А. Соколов и К. И. Хейсканен (1966) считают, что формирование ятулийских кор выветривания происходило в обстановке теплого и достаточно влажного климата. Породы, подобные упомянутым «базальным образованиям» Карелии, обнаружены не только в смежных с ней районах Балтийского щита (Швеция, Финляндия), но и в пределах других докембрийских провинций.

О существовании предгуронской коры выветривания в Канаде свидетельствует, например, Гилл (Gill, 1957). Наличие древнейших кор выветривания для отдельных участков Канадского щита при анализе особенностей архейского осадкообразования отмечает Петтиджон (Pettijohn, 1943). Кварц-серицитовые («переходные») породы Блайнд-Ривера и Витватерсранда Петтиджон также относит к продуктам древнейшего выветривания. Метаморфизованным первично элювиальным образованиям — так называемым «палеопочвам», приуроченным к контакту догуронских и гуронских пород, посвящены работы Роско (Roscoe, 1957) и Пиенара (1967). Наиболее обстоятельно «палеопочвы» охарактеризованы Пиенаром, причем результаты его исследований во многом совпадают с имеющимися данными о доятулийских корах выветривания. В Южной Африке в основании системы Доминион-Риф древние граниты, по свидетельству Фуллера (Fuller, 1958), переходят в кварц-серицитовые сланцы. По сведениям некоторых африканских геологов, в Замбии на месторождении Муфулира меденосная формация залегает на гранитах, испытавших древнейшее выветривание, в результате которого возникли так называемые «реголиты».

В пределах Русской платформы и Украинского кристаллического массива, а также обрамления Сибирской платформы обнаружены метаморфические образования, геологическое положение, петрографический состав, а часто и химические особенности которых имеют много общего с ятулийскими «базальными образованиями» Карелии. Такие породы описаны на саксаганских плагиогранитах под метапесчаниками нижней свиты криворожской серии, на архейских гранитах под образованиями нижнего протерозоя КМА, на Патомском и Северо-Байкальском нагорьях в основании тепторгинской серии, в Восточном Саяне на архейских гнейсах под верхнепротерозойскими отложениями, на севере Енисейского кряжа в основании сухопитской серии протерозоя.

На территории Украинского щита, Русской платформы и в обрамлении Сибирской платформы выявлены докембрийские коры выветривания в весьма широком интервале времени — от

метаморфизованных допротерозойских и протерозойских до слабо перекристаллизованных верхнедокембрийских. Кроме того, существует довольно обширный список докембрийских кор, зафиксированных в Южной Америке, Индии, Шри Ланка, Китае и Австралии.

Подробный разбор многочисленных публикаций показывает, что образования, отождествляемые авторами с докембрийскими корами выветривания, нередко изучаются ими попутно при геологических работах. Естественно поэтому, что многие данные оказываются недостаточно детальными, отличаются фрагментарностью, предположительностью и касаются обычно лишь положения «коры выветривания» в стратиграфическом разрезе изучаемого района (иногда ее краткой петрографической характеристики). Помня о ключевом значении древнейших кор выветривания в решении кардинальных вопросов экзогенной геологии докембрия, следует более ответственно подходить к определению среди тех или иных докембрийских толщ метаморфизованных элювиальных покровов. Строго говоря, всякое выявление «метаморфизованной коры выветривания» должно базироваться на комплексе геолого-морфологических, текстурно-структурных, минералого-петрографических, геохимических, рентгеноструктурных и электронно-микроскопических исследований. В противном случае рассуждения и выводы о стратиграфическом расчленении, поверхностях выравнивания, пенепленизации, эпохах корообразования, региональных маркирующих горизонтах и т. п. могут быть поставлены под сомнение.

О ДИАГНОСТИЧЕСКИХ КРИТЕРИЯХ МЕТАМОРФИЗОВАННОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ КАРЕЛИИ)

Опыт исследования некоторых метаморфических пород протерозоя в Центральной Карелии показывает, что часть их по совокупности данных может быть отнесена к первично элювиальным образованиям. Чтобы исключить элемент случайности при минералого-геохимической реставрации дометаморфических профилей и иметь возможность объективно судить о характере древнейшего выветривания, изучались исходные для сланцев кварц-серицитового, серицит-хлоритового и тальк-карбонат-хлоритового состава (предположительно относимых к первичному элювию) породы намеренно контрастные: кислые (граниты, конгломераты с преимущественно гранитной галькой) и основные— ультраосновные (диабазы, пикриты).

Характеристика отдельных выходов предполагаемой доятулийской коры выветривания на архейско-нижнепротерозойских гранитах

Изучение обнажений метаморфических образований, рассматриваемых в качестве доятулийской коры выветривания гранитов, проводилось в Сегозерской, Кумсинской и Маслозерской структурах.

Известно, что Сегозерский район является главным в Карелии по объему ятулийских отложений, соответствующих сегозерской серии. Ятулийская толща, перекрывая с несогласием гранито-гнейсы кристаллического фундамента, нижнепротерозойские сланцы и сумийско-сариолийские конгломераты, в районе оз. Сегозера слагает асимметричную мульду, крылья которой дополняются синклинальными структурами, осложненными обычно осевыми разломами. Восточное крыло структуры срезано мощным нарушением, северо-восточная часть ее взброшена, вследствие чего архейско-нижнепротерозойские граниты находятся на одном уровне с верхнеятулийскими образованиями.

В пределах Сегозерской мульды наибольший интерес представляют выходы древнейшей «коры выветривания» на северных и северо-восточных островах Сегозера (разрезы Чапан-сари, Гоген-сари, Маккон-сари, Мурдо-сари) и на восточном берегу Глухой Губы. Ятулийские осадки, относительно которых ориентируется положение каждого разреза, в обнажениях Лехта-сари, Чапан-сари, Гоген-сари и Глухой Губы залегают круто: угол падения 80—85°, азимут падения 215—220°. Архейско-нижнепротерозойские граниты занимают северо-восточную часть островов. Текстурно-структурные и минеральные изменения пород происходят постепенно, но тем не менее каждый профиль в направлении к ятулийским кварцитам визуально можно подразделить на отдельные зоны. В зоне неизмененного исходного гранита порода сохраняет монолитность, массивную текстуру, равномернозернистую, среднекристаллическую структуру, обычно серый (иногда буровато-красноватый) цвет. Кварцевые, кварц-полевошпатовые, пегматитовые и аплитовые жилы здесь обладают ненарушенным строением. Выше по разрезу граниты постепенно разбиваются трещинами на угловатые и угловато-закругленные фрагменты величиной 0,3—0,7 м, образуя зону гранито-брекчий мощностью до 2,5—3,5 м. Наиболее отчетливо эта зона выражена в профилях Лехта-сари и Глухой Губы. Трещины выполнены кварц-карбонат-серицитовым цементом. Гранит вблизи трещин и в обломках серицитизирован и тем интенсивнее, чем мельче обломки. Пегматитовые, аплитовые и кварцевые жилы в этой зоне начинают разрушаться, обнаруживая отчетливые разрывы и смещения отдельных фрагментов. В следующей зоне, вверх по профилю, трещины в граните интенсивно расширяются, а полевой шпат оказывается настолько сильно

серицитизированным, что «гранит», по сути дела, преобразуется в кварц-серицитовую породу зеленоватого цвета, местами лишь сохраняющую структуру гранита. В некоторых разрезах (Чапан-сари) на поверхностях трещин развиваются гидроокислы железа. Пегматитовые прожилки в зоне кварц-серицитовой породы испытывают дальнейший распад. В профилях Лехта-сари и Гоген-сари ближе к контакту с собственно осадочными ятулийскими образованиями кварц-серицитовая порода обнаруживает отчетливую сланцеватую текстуру.

Мощность зоны кварц-серицитовой породы составляет: в Чапан-сари — 10 м, в Лехта-сари — 9 м, в Гоген-сари — 7 м. Контакт кварц-серицитовой породы с перекрывающими ее ятулийскими метаосадками отчетливо эрозионный. Вместе с тем в профилях Лахта-сари, Чапан-сари и Гоген-сари кварц-серицитовая порода перекрывается с размывом сначала линзовидными пластами доломитов (Лехта-сари, Чапан-сари) и перекристаллизованных кремней (Гоген-сари), которые в свою очередь тоже эрозионно перекрываются ятулийскими кварцевыми конгломератами и кварцитами. Пласт конгломератов (мощностью от 0,3 до 1 м) состоит из округло-эллипсоидальных кварцевых галек величиной 3—5 см, скрепленных кварц-серицитовым цементом.

Кварцито-песчаники (розоватые, сероватые, зеленоватые) обнаруживают в общем ритмичное строение. В пределах каждого ритма наблюдается переход от песчаников крупнозернистых косослоистых к песчаникам тонкозернистым горизонтально-слоистым, часто сменяющимся пропластками песчано-глинистых сланцев с трещинами усыхания. Цемент песчаников серицитовый или серицит-карбонатный. В кварцитах отчетливо прослеживается сланцеватость с азимутом падения 60°, углом падения 60—65°.

В Глухой Губе ятулийские осадки залегают с размывом непосредственно на гранитной брекчии, имеющей поэтому в верхах облик конгломерато-брекчии. В обнажениях островов Мурдо-сари и Маккон-сари ятулийские слои простираются почти широтно (азимут падения 195° и 182°), а наклонены гораздо положе, чем на северо-востоке (угол падения соответственно 18° и 45°). Зона кварц-серицитовой породы на Мурдо-сари составляет около 3 м, на Маккон-сари — 10 м. В обнажении Маккон-сари кварц-серицитовая порода обладает сланцеватой текстурой почти по всей мощности одноименной зоны (азимут падения сланцеватости 15—20°, угол падения 85°). Одновременно она оказывается нашпигованной линзовидными телами мощностью от 3 см до 1 м (обычно до 30 см), сложенными крупнокристаллическим карбонатом (реже перекристаллизованным кремнем). Кроме того, в ней встречаются маломощные (1—3 см) выклинивающиеся слойки кварц-серицит-хлоритовых или хлоритовых сланцев.

На южном крыле Сегозерской структуры, там, где вскрывается контакт между гранитами кристаллического фундамента и толщей ятулия, существуют кварц-серицитовые образования, аналогичные в принципе островным. В обнажении близ ручья Кюльмяс неравномернозернистые порфировидные граниты в направлении к ятулийским кварцитам, обнаруживая все возрастающую серицитизацию, образуют зону кварц-серицитовой породы с реликтовой гранитной структурой (мощностью порядка 2 м). Отчетливо выраженной зоны гранито-брекчии в этом разрезе не наблюдается (возможно, из-за плохой обнаженности), но в кварц-серицитовой породе попадаются трещинообразные участки, выполненные мелкозернистой кварц-карбонат-серицитовой массой; нередки в ней также реликты пегматитовых, аплитовых и кварцевых прожилков.

Залегающая с размывом на кварц-серицитовой породе кварцитовая толща начинается пластом (6 м мощности), состоящим из окатанных обломков белого кварца (величиной до 15—20 см) и кварцевой гальки (6—7 см), сцементированных кварц-серицитовой массой. Азимут падения кварцитов 300°, угол падения 35—40°. В районе Шаеда-губы обнажаются равномернозернистые массивные граниты серого цвета, которые в вертикальном направлении быстро переходят в кварц-серицитовую породу (мощность около 4 м), обладающую нечеткой сланцеватостью (с азимутом падения 285° и углом падения 65°). Перекрывающие обычно кварц-серицитовый слой кварциты ятулия в этом обнажении отсутствуют.

В пределах Кумсинской структуры вблизи дер. Остречье наблюдается выход серых среднекристаллических массивных гранитов, преобразующихся постепенно в слой кварц-серицитовой породы (мощностью 2,3 м), сохраняющей довольно отчетливую текстуру гранита.

На юго-восточном фланге Маслозерской структуры, в районе пос. Ахвен-ламби порфировидные гнейсо-граниты по направлению к ятулийским кварцитам постепенно изменяются в кварц-серицитовую породу, обладающую почти по всей мощности зоны (порядка 26 м) неясносланцеватым строением, а в 3 м от границы с кварцитами принимающую отчетливую текстуру сланца. В средней части зоны кварц-серицитовая порода обнаруживает брекчиевидное строение: угловато-округленные обломки сильно серицитизированного гранита (величиной от 20 см до 1 м) цементируются кварц-серицитовой массой. В кварц-серицитовой породе встречаются остатки кварц-полевошпатовых жил. Контакт ее с перекрывающими ятулийскими кварцитами эрозионный. В подошве кварцитов наблюдается 5-метровый слой кварцевых конгломератов. Азимут падения ятулийских слоев 275°, угол падения 25—30°. Сланцеватость в кварцито-песчаниках и кварц-серицитовой породе имеет азимут падения 245°, угол падения 85°.

Строение рассмотренных обнажений в принципе оказывается единообразным, несмотря на то что отдельные зоны или их части (гранито-брекчии, слой кварц-серицитового сланца) в некоторых профилях выражены слабо или совсем отсутствуют. Текстурно-структурные преобразования исходного гранита в конечном итоге определяются степенью его серицитизированности, поэтому полноту каждого профиля удобнее оценивать в зависимости от наличия в нем: 1) зоны неизмененного и слабо серицитизированного гранита, 2) зоны кварц-серицитовой породы с реликтовой структурой гранита, 3) зоны кварц-серицитового сланца.

Вещественный состав пород в метаморфических элювиальных профилях выветривания на гранитах

Исходный гранит состоит в основном из плагиоклаза и кварца. В тех или иных количествах в нем присутствуют биотит, акцессорные циркон и апатит, серицит, мусковит, каолинит, хлорит, карбонат, сфен (часто лейкоксен), сагенит, эпидот (иногда ортит), гидроокислы железа и марганца.

Плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 7—12) в пределах зоны неизмененного гранита занимает обычно не менее половины его объема и в зависимости от степени его замещения вторичными минералами в среднем для каждого профиля составляет (в %): Гоген-сари — 66, Лехта-сари, Мурдо-сари, Ахвен-ламби — 55, Маккон-сари, Остречье — 45, Чапан-сари — 35. Образует таблитчатые кристаллы размером 0,15—3,2 мм (в порфировых выделениях до 8—10 мм), обычно полисинтетически сдвойникованные, хотя двойники выражены и не всегда отчетливо. Как правило, с периферии, реже с центра, таблицы плагиоклаза оказываются засыпанными чешуйками серицита. Иногда одна система его двойников серицитизируется интенсивнее другой. В меньшей степени по плагиоклазу развиваются карбонат и эпидот. На границе зерен плагиоклаза и кварца вокруг первых иногда наблюдается кайма новообразованного неизмененного плагиоклаза. Плагиоклаз несколько более идиоморфен по отношению к кварцу.

Доля кварца в неизмененном граните составляет в среднем (в %): Гоген-сари — 24, Мурдо-сари, Ахвен-ламби — 28, Лехта-сари, Чапан-сари — 38, Маккон-сари, Остречье — 45—50. Кварц в породе представлен двумя разновидностями. Первичный кварц, возникший в процессе гранитообразования, слагает сравнительно крупные (1—2,4 мм) зерна неправильной формы, с неровными извилистыми границами. Плагиоклаз корродируется им. Кварцевые зерна обычно сгруппированы (иногда по 10—15 штук) в агрегаты заливообразного облика, каждое зерно при этом обнаруживает волнистое угасание. Изредка по тонким трещинкам

в них развивается серицит или карбонат. Между скоплениями зерен кварца первичного, крупнозернистого, иногда встречаются агрегаты мелкозернистого, более позднего кварца, часто ассоциирующего с серицитом (мусковитом) и карбонатом. Мелкие зерна кварца обладают отчетливой изометричной формой и ровными краями, для их скоплений характерно мозаичное угасание. Зерна первичного кварца изредка обрастают зубчатой каймой вторичного кварца.

Среднее содержание биотита (вместе с развивающимся по нему хлоритом) в исходном граните описываемых разрезов таково (в %): Чапан-сари — 4,6, Ахвен-ламби и Острече — 6,8. Минерал образуют чешуи (размером 0,08—0,8 мм), иногда сильно изъеденные мелким кварцем, мусковитом или карбонатом. В проходящем свете — зеленого цвета, $Ng = 1{,}682$. Собственно биотитовые пластинки не часты: как правило, они бывают замещены хлоритом (обычно пеннином), обладающим низкой интерференционной окраской с аномальными грязно-фиолетовыми оттенками. При замещении биотита хлоритом по трещинам спайности развиваются землистые скопления эпидота и выделения рудного минерала; в хлорите часто обнаруживаются сагенит, сфен, кварц, мусковит, карбонат; кристаллы циркона и апатита, включенные в биотит, в псевдоморфозах хлорита сохраняют свою призматическую форму.

Циркон наблюдается в виде прозрачных длиннопризматических (реже короткопризматических) кристаллов величиной от 0,03 до 0,1 мм. Как правило, кристаллы циркона, или их скопления по 2—4 зерна, размещаются в пределах или вблизи биотитовых (хлоритовых) чешуй, иногда — в кварце. Изредка встречаются зональные кристаллы.

Апатит образует мелкие (0,05 мм) кристаллы удлиненно-призматического габитуса с характерными серыми цветами интерференции. Наблюдается отдельными кристалликами (иногда группами по 3—5 зерен) чаще всего в биотитовых (или развивающихся по нему хлоритовых, мусковитовых) пластинках или вблизи них.

Серицит в виде мелких (0,001—0,01 мм) чешуек, прозрачных в проходящем свете, но с высокой интерференционной окраской, порознь или розеточными агрегатами развивается главным образом по плагиоклазу. Иногда серицит начинает замещать биотит (хлорит), однако чаще по биотиту и хлориту развивается мусковит в форме пластинок размером 0,1—0,5 мм со всеми его характерными признаками: однонаправленной спайностью, достаточно большим $2V$ (—40°) и двупреломлением порядка 0,038.

Дифрактограммы ориентированных препаратов фракции с размерностью частиц $<0{,}001$ мм из 28 проб характеризуемых разрезов свидетельствуют о наличии в них главным образом гидрослюды и каолинита (иногда и хлорита). Согласно данным

рентгеноструктурного анализа (18 проб) гидрослюда — диоктаэдрическая полиморфной модификации $2M_1$. Характер микроструктурных взаимоотношений между гидрослюдой и каолинитом определен под электронным микроскопом. Ксеноморфизм гидрослюды по отношению к каолиниту наряду с полуразрушенной (однако еще явно шестигранной) формой кристаллов последнего (величиной 0,3—0,8 мкм), по-видимому, может свидетельствовать о более раннем возрасте каолинита и более позднем гидрослюды или, иначе говоря, указывать на то, что гидрослюда образовалась за счет каолинита.

Карбонат в свежем граните большинства профилей содержится в количестве менее 1%. Встречается в виде отдельных бесформенных образований величиной 0,02—0,15 мм, реже — отчетливыми ромбоэдрами, иногда полностью или частично замещенными гидроокислами железа. В некоторых случаях (главным образом в Маккон-сари) образует полисинтетические двойники. Термограммы карбоната из профиля Чапан-сари типичны для доломита, из Маккон-сари — для кальцита.

Высокорельефные неправильной формы зерна сфена и их скопления наблюдаются в псевдоморфозах хлорита по биотиту или вблизи них, как правило, в ассоциации с карбонатом, эпидотом и сагенитом. Местами сфен преобразуется в агрегаты лейкоксена. С замещением биотита хлоритом связано и возникновение игольчатого рутила, тончайшие кристаллы которого, пересекаясь под углом 60°, образуют сетчатые агрегаты (сагенит), пронизывающие лейсты хлорита.

Эпидот в материнских гранитах большинства разрезов присутствует в весьма малых количествах. Только в Ахвен-ламби и Чапан-сари его доля составляет 3,1 и 4,6%. Обычно наблюдается в виде полупрозрачных масс, развивающихся по биотиту (хлориту), иногда по плагиоклазу. В Ахвен-ламби встречается ортит, для зерен которого характерна четкая шестиугольная форма, отчетливая зональность, красновато-бурое почти изотропное ядро.

Гидроокислы железа и марганца развиваются в основном по трещинам спайности в биотите и хлорите, иногда (Чапан-сари) частично или полностью замещают ромбоэдры доломита.

Минералы исходного плагиогранита в изучавшихся разрезах по направлению к ятулийским осадкам претерпевают совершенно отчетливое изменение. Одним из первых преобразуется биотит.

В неизмененном граните, где плагиоклаз и кварц сохраняют свой первоначальный облик, биотит уже заметно хлоритизируется, одновременно по нему развиваются сагенит, сфен и гидроокислы железа. Выше по профилю — в зоне гранито-брекчии и главным образом в зоне кварц-серицитовой породы — замещение хлоритом биотита происходит все интенсивнее, и хлорит в свою очередь начинает замещаться карбонатом, эпидотом, мус-

ковитом, серицитом и кварцем, так что в результате на месте бывшей пластинки биотита часто оказывается мусковит или кварц с полосами полупрозрачных агрегатов эпидота и лейкоксена, сквозь которые просматриваются сагенитовая решетка, кристаллы циркона и апатита.

Изменение плагиоклаза происходит следующим образом. В зоне материнского гранита контуры таблиц плагиоклаза и двойниковые швы довольно четкие, поверхность самих таблиц почти чистая. Однако, едва в граните намечаются отдельные его отторженцы, зерна плагиоклаза с краев (реже от центра) и по двойниковым швам начинают замещаться тонкочешуйчатым серицитом и местами карбонатом. Степень серицитизированности плагиоклаза вверх по разрезам в целом возрастает. В верхах зоны гранито-брекчий и в зоне кварц-серицитовой породы среди серицитовой массы еще просматриваются скелетные остатки таблиц плагиоклаза, тогда как в слое кварц-серицитового сланца они до конца замещаются серицитом, масса которого приобретает сланцеватую структуру. Одновременно с увеличением серицитизации плагиоклаза во многих разрезах обычно несколько возрастает и его карбонатизация, причем развивающийся карбонат проявляется в двух различных генерациях. Карбонат одного вида неправильными по форме выделениями тесно ассоциирует с тонкочешуйчатой серицитовой тканью, распределяясь в ней, однако, неравномерно. Другой карбонат (определенно более поздний) имеет форму четких ромбов, часто замещенных гидроокислами железа (количество последних, как правило, возрастает вверх по профилям). Ромбовидный карбонат замещает не только плагиоклаз, но также кварц и хлорит.

Кварц в характеризуемых разрезах не остается неизмененным. В относительно свежем граните кварцевые зерна сохраняют свою первичную форму. Но вверх по профилю, по мере возрастания в породе ее серицитизированности, они, соприкасаясь с серицитом, все интенсивнее разъедаются им — сначала по краям, потом серицитовая (карбонатно-серицитовая) масса проникает в середину зерен, расчленяя их на более мелкие части. В слое кварц-серицитового сланца удлиненные фрагменты кварцевых зерен оказываются ориентированными по сланцеватости. Процесс разъедания кварцевых зерен серицитовой массой прогрессирует по разрезам снизу вверх, и часто так энергично, что их общий объем заметно при этом уменьшается (в Лехта-сари от 38,8% в неизмененном граните до 24% в слое кварц-серицитовой породы; в Маккон-сари соответственно — от 49,4 до 30,9%; в Остречье — от 45,5 до 32,9%). Мелкомозаичные агрегаты и зубчатые каемки вторичного кварца обычно развиваются в верхней половине разрезов, вследствие чего в некоторых из них (Гоген-сари, Чапан-сари, Ахвен-ламби, Мурдо-сари), несмотря на уменьшение части объема первичного кварца из-за коррозии его серицитом, общая доля кварца в породе возрастает.

Циркон и апатит сохраняют свою первично призматическую форму от гранита до непосредственных верхов кварц-серицитовой зоны.

Одновременно с преобразованием отдельных минеральных компонентов исходной породы меняются и ее текстурно-структурные черты. Если изначальный плагиогранит обладает массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой, то постепенно образующаяся из него кварц-серицитовая порода все более обнаруживает отчетливую сланцеватую текстуру и лепидогранобластовую структуру, характерную для метаморфической породы.

Результаты полного химического анализа более 100 проб свидетельствуют о вполне определенном распределении породообразующих компонентов в исследованных профилях. Основываясь на их поведении в каждом разрезе, все компоненты можно разбить на следующие группы. Одну группу составляют те из них, содержания которых в кварц-серицитовой зоне по сравнению с исходными гранитами обнаруживают тенденцию к уменьшению: SiO_2, Na_2O, MgO. Группу компонентов, количество которых вверх по профилям либо уменьшается, либо остается постоянным, образуют CaO и FeO. Содержание CaO и свободного углерода остается на одном уровне или увеличивается — следующая группа. И, наконец, группу компонентов, количество которых увеличивается вверх по разрезам, составляют: Al_2O_3, Ga, TiO_2, Fe_2O_3, CaO, MgO, K_2O, P_2O_5, H_2O^+, H_2O^-, свободный углерод. Величина отношения $SiO_2 : Al_2O_3$ вверх по профилям уменьшается, $Fe_2O_3 : FeO$ — наоборот, возрастает.

Сопоставление данных химических анализов с результатами количественно-минерального подсчета свидетельствует о взаимообусловленной между ними связи. С увеличением в породе серицитовой массы и мусковита связано уменьшение содержания SiO_2, FeO и, напротив, увеличение Al_2O_3, Ga, ZrO_2, TiO_2, Fe_2O_3, K_2O, P_2O_5, тогда как неизмененному граниту соответствует повышенное содержание SiO_2 и пониженное — Al_2O_3, ZrO_2, TiO_2. С распределением в разрезах карбонатов согласуется содержание CaO, MgO, MnO, CO_2, а с плагиоклазом — Na_2O. Свободный углерод визуально не наблюдается и не обнаруживает какой-либо связи с отдельными минералами.

На таком же уровне детальности проведено изучение кварц-серицитовых, серицит-хлоритовых и тальк-карбонат-хлоритовых сланцев, генетически сопряженных с сумийско-сариолийскими конгломератами, архейско-нижнепротерозойскими пикритами, нижне- и среднепротерозойскими мандельштейновыми диабазами.

Признаки первично элювиального генезиса исследуемых метаморфических образований

Геологические, текстурно-структурные, минералогические и геохимические факты, вместе взятые, с достаточной, по-видимому, определенностью свидетельствуют о первично элювиальном происхождении некоторых характеризуемых образований.

Четкая геологическая позиция кварц-серицитового и серицит-хлоритового горизонтов, определяемая их неизменной приуроченностью к контакту ниже расположенных гранитов, конгломератов, диабазов и перекрывающих метаосадков ятулия, опровергает выдвигаемые подчас утверждения (Эскола, 1967) о том, что кварц-серицитовые сланцы будто бы представляют собой зоны смятия, пересекающие различные породы. Большое число выходов на территории Карелии и в сопредельных областях кварц-серицитовых сланцев скорее говорит о бывшем региональном, площадном их характере, чем об узколокальном — тектоническом. К тому же, такое расположение изучаемых образований в разрезе соответствует последовательности пород в истинном профиле выветривания: материнский субстрат, горизонт собственно коры и переотложенные ее продукты.

Весьма важным морфологическим показателем первичной элювиальности изучавшихся разрезов является наблюдаемый в некоторых из них процесс прогрессирующего распада пегматитовых, аплитовых и кварцевых прожилков. Целый (ненарушенный) вид этих прожилков в исходном граните, все усиливающийся их распад в зонах гранитной брекчии и кварц-серицитовой породы с реликтовой гранитной структурой и, наконец, полное (или почти полное) их исчезновение в слое кварц-серицитового сланца напоминает картину, сопоставимую с динамикой разрушения прожилков в каком-нибудь достоверном молодом профиле выветривания, начиная от зоны начальной дезинтеграции и вплоть до зоны гидрослюд (или даже низов зоны каолинита). Этим же интересен сопровождаемый появлением своеобразной «теневой текстуры» и процесс постепенного исчезновения гранитной гальки вверх по разрезу (по мере развития на исходных сумийско-сариолийских конгломератах слоя ятулийских кварц-серицитовых сланцев).

Последовательные минеральные и текстурно-структурные преобразования материнского гранита в доятулийских разрезах оказываются сходными с подобными явлениями в достоверных профилях выветривания послепротерозойского возраста. Так, например, процесс серицитизации плагиоклаза в изученных разрезах от начальной его стадии, когда отдельные чешуйки серицита развиваются только по двойниковым швам и с краев таблиц плагиоклаза, до конечного этапа, при котором серицитовая масса замещает зерна плагиоклаза полностью, не оставляя даже скелетообразных их реликтов, идентичен процессам замещения

полевых шпатов мусковитом, серицитом, гидрослюдой и каолинитом в корах выветривания гранитоидов, описанных В. П. Петровым (1948, 1967), Н. И. Бучинской (1964) и другими исследователями. Преобразование в доятулийских разрезах первично гранитного биотита в хлорит, замещаемый в свою очередь карбонатом, эпидотом, сфеном, серицитом, мусковитом и кварцем (нередко с сохранением при этом агрегатов сагенита и выделяющихся по трещинам спайности гидроокислов железа), происходит по той же схеме, что и в постпротерозойских корах. Например, по данным В. П. Петрова, в нижнемезозойской коре выветривания гранитов Урала биотит сначала преобразуется в гидробиотит, который переходит в вермикулит. Последний в итоге трансформируется в каолинит (в котором часто остается сагенитовая сетка), хотя в ряде случаев между вермикулитом и каолинитом наблюдается еще и существование хлорита. Сходным образом происходит замещение плагиоклаза и амфибола в мандельштейновых диабазах ятулия по мере того как на них развиваются серицит-хлоритовые сланцы. Существующее различие в замещающих биотит минералах в случае доятулийских профилей объясняется как результат проявления в них регионального метаморфизма.

Наблюдаемый в доятулийских разрезах процесс коррозии и постепенного распада кварцевых зерен исходного гранита в серицитовой массе обнаруживает большое сходство с явлениями разъедания кварца гидрослюдами и глинистыми минералами в постпротерозойских корах выветривания, описанными В. П. Петровым (1948, 1967), И. И. Гинзбургом (1957, 1963), Н. А. Лисициной (1957, 1958), В. Н. Разумовой (1958, 1961), А. П. Никитиной (1963, 1968), Н. И. Бучинской (1964), Т. А. Лапинской, Е. Г. Журавлевым (1967).

А. П. Никитина, отмечая типичность разъедания кварца главным образом для кор выветривания гранитоидов, где обильно развиты гидрослюды, констатирует в связи с этим резкое убывание общего количества кварца вверх по профилю. Н. А. Лисицина характеризует последовательный процесс растворения кварцевых зерен во всех трех зонах профиля выветривания следующим образом. В нижней зоне только некоторые зерна кварца трещиноваты и изъедены с краев; во второй зоне (каолинитовые глины с примесью гидрослюд) все зерна корродированы в той или иной степени; в верхней зоне (каолинитовые глины) встречаются исключительно полурастворенные зерна кварца, а общее их количество, по сравнению с нижней зоной, уменьшается примерно на 20%. Если оценивать количественное распределение кварца в доятулийских разрезах и в профиле коры выветривания, охарактеризованном Н. А. Лисициной, то становится очевидным, что в большинстве карельских профилей, несмотря на явления вторичного окварцевания, интервалам с наибольшим развитием серицитовой массы соответствует замет-

ное сокращение валового количества кварца. Степень разъедания кварцевых зерен и величина, на которую при этом сокращается их общий объем, свидетельствуют о том, что в доятулийских разрезах мы имеем дело, по всей очевидности, с нижней частью профиля коры выветривания, соответствующей (в дометаморфическом понимании) зоне слабо измененных гранитов, зоне гидрослюд и иногда — зоне каолинитовых глин с примесью гидрослюд.

Постепенный переход гранитов и конгломератов с преимущественно гранитной галькой в кварц-серицитовые, а диабазов и пикритов — в серицит-хлоритовые и тальк-карбонат-хлоритовые сланцы сопровождается отчетливым изменением их начальной текстуры: сначала в сланцеватую, а затем — в типичную сланцевую. При этом реликты кварцевых зерен (профили на гранитах и гранитных конгломератах) оказываются развернутыми в серицитовой массе по сланцеватости, а кварцевые миндалины (профили на диабазах) в серицит-хлоритовом веществе — сплющенными. Сланцеватая текстура теперешней кварц-серицитовой породы и линейная ориентировка в ней реликтов кварца (так же, как и сланцевый облик серицит-хлоритовой породы) являются, по всей очевидности, результатом уплотнения доятулийского (и ятулийского) пластичного глинистого (или гидрослюдисто-глинистого) вещества при последующем региональном метаморфизме. Наличие в пределах одного разреза сравнительно небольшой мощности (всего 15—20 м!) массивного гранита, конгломерата или диабаза (т. е. пород явно «жестких») и постепенно возникающих из них все более сланцевой кварц-серицитовой (или серицит-хлоритовой) породы однозначно свидетельствует в пользу первично пластичного характера ее неметаморфизованного аналога.

С позиций выяснения первичного минерального состава кварц-серицитовой породы, небезынтересны результаты ее электронно-микроскопического исследования (реликты кристаллов каолинита в массе гидрослюды) и данные рентгеноструктурного анализа, подтверждающего присутствие почти в каждой из 28 проб изученных пород, помимо гидрослюды (и иногда хлорита), некоторого количества каолинита. Электронно-микроскопические данные весьма любопытны. Обращают на себя внимание полуразрушенная, угнетенная форма кристаллов каолинита и хорошо выраженные контуры гидрослюды, из чего следует, что перед нами именно остатки, а не зародыши каолинита, за счет которого и развивалась гидрослюда. Наиболее, однако, впечатляющими, с точки зрения выявления дометаморфической природы современных кварц-серицитовых сланцев, являются факты, приведенные в работе Эскола (1967). Так, в районе Соанлахти базальные (кварц-серицитовые) сланцы ятулия вверх по разрезу постепенно сменяются кварцитами, в нижних горизонтах которых содержатся серицит и каолинит, выполняющие трещины.

Каолин в самых низах разреза ятулийских кварцитов зафиксирован в нескольких пунктах северо-восточнее оз. Оулуярви, южнее оз. Паанаярви, вблизи р. Оуланка-Йоки, а также в Лапландии.

В некоторых местах количество каолина настолько значительное, что представляет даже промышленный интерес. На горе Пихлаяваара, например, его когда-то добывали. При добыче каолина было установлено, что он образует пласт, смятый вместе с перекрывающими его кварцитами в антиклиналь. На глубину каолин прослеживается до 60 м и содержит некоторое количество кварца.

В больших количествах, также интересных в промышленном отношении, каолинит (вместе с пирофиллитом и кианитом) обнаружен в нижних слоях ятулийских кварцитов вблизи оз. Пиэлисьярви южнее г. Колы. В этом районе отмечено семь местонахождений каолина, самое значительное из которых — в районе Хирвиваара. О генезисе этого каолина и его возрасте в свое время долго спорили Вяюрюнен и Фроостерус. Вяюрюнен считал каолин первичным продуктом архейского выветривания нижележащих гнейсов. Фростерус же полагал невероятным сохранение каолина в толще осадков, подвергшейся интенсивной складчатости.

Согласно исследованиям В. П. Петрова (1948), Д. С. Белянкина и К. М. Феодотьева (1949), В. П. Ананьева и Е. Г. Куковского (1956), кристаллическая решетка каолинита в процессе термического обезвоживания начинает разрушаться только при 570° С. Основываясь на довольно высокой термоустойчивости каолинита, Эскола допускает вероятность того, что тот мог пережить складчатость, во время которой песчаники были преобразованы в кристаллобластические ятулийские кварциты. Таким образом, при особо благоприятных условиях первично глинистые минералы оказываются неизмененными на протяжении исключительно длительного времени. Во всяком случае существование в ряде пунктов Финляндии залежей каолина, непосредственно перекрытых ятулийскими кварцитами, является прямым аргументом в пользу первично элювиального происхождения характеризуемых метаморфических образований.

Среди конечных остаточных продуктов разложения кор выветривания одними из наиболее характерных реликтовых первичных минералов являются циркон и рутил (Гинзбург, 1957; Кренделев, 1965). Эти минералы, будучи устойчивыми в ходе физического и химического выветривания, сохраняются в толще формирующейся коры и постепенно накапливаются на фоне одновременного выноса больших масс подвижных компонентов. Согласно выводам ряда исследователей, циркон и, вероятно, рутил оказываются устойчивыми в условиях амфиболитовой и даже гранулитовой стадий регионального метаморфизма. В доятулийских разрезах, начиная от материнских гранитов и гранитных

конгломератов до непосредственного контакта кварц-серицитовых сланцев с перекрывающими их кварцитами, циркон сохраняет присущую ему призматическую форму. При этом общее количество ZrO_2 в кварц-серицитовой породе по сравнению с исходными возрастает, временами почти двукратно. Увеличивается количество ZrO_2 и в некоторых разрезах на основных породах. Рутил в характеризуемых профилях присутствует в форме волосовидно-игольчатых агрегатов сагенита, возникающих в хлорите при замещении им первичного биотита. Сагенит фиксируется также в мусковите и кварце, которыми в свою очередь замещается хлорит вплоть до непосредственных верхов профилей. Вполне вероятно, что сагенит в рассматриваемых разрезах образовался еще при доятулийском выветривании и уцелел в ходе последующего зеленосланцевого метаморфизма. В. П. Петровым, например, отмечалось сохранение сагенитовых сеток в конечных псевдоморфозах каолинита по первичному биотиту в профиле нижнемезозойской коры выветривания гранитов. Увеличение содержания TiO_2 снизу вверх по доятулийским разрезам объясняется не столько все-таки наличием в них устойчивого сагенита (занимает слишком незначительный объем от общей массы породы), сколько скоплениями зерен сфена, развивающимися по биотиту и хлориту; количество последнего в некоторых разрезах снизу вверх несколько возрастает.

Направленность в распределении породообразующих химических компонентов по исследованным профилям кислого и основного ряда в целом соответствует характеру профиля выветривания.

В кварц-серицитовой и серицит-хлоритовой породе, по сравнению с исходными гранитами, конгломератами и диабазами, наблюдается обычно уменьшение содержания Na_2O, SiO_2, FeO, MnO, иногда CaO, Ge, Ni, Co и, наоборот, увеличение Al_2O_3, TiO_2, ZrO_2, Ga, Fe_2O_3, P_2O_5, Cr, V, конституционной воды и свободного углерода. Что же касается K_2O (отчасти CaO) и MgO, то их количество не только не уменьшается снизу вверх, как это принято считать для истинного профиля выветривания, а напротив, даже увеличивается. Попробуем объяснить это.

Если посмотреть на конкретно существующие последокембрийские коры выветривания, то оказывается, что уменьшение количества K_2O по сравнению с материнским субстратом наблюдается только в непосредственных верхах полностью проработанных профилей выветривания — в зоне каолинита и в зоне охр. В промежуточных же интервалах, соответствующих каолинит-гидрослюдистой зоне или зоне каолинизированного гранита, содержание K_2O обычно сначала несколько возрастает (Гинзбург, 1957; Кобелев, Сахацкий, 1959; Бучинская, 1964 и др.). Содержание K_2O в кварц-серицитовой зоне наиболее представительных карельских разрезов сходно со значениями K_2O для средних зон некоторых молодых профилей выветривания.

Но в последнее время высказываются соображения об удержании калия древнейшими корами и почвами в форме органических соединений — комплексообразователей, являющихся следствием деятельности примитивных форм жизни в докембрии, которые, как выясняется, обладали чрезвычайно высокой витали-стической энергией и, следовательно, исключительной способностью к накапливанию этого биофильного элемента.

Повышенное в ряде доятулийских профилей содержания CaO и MgO является результатом некоторой их карбонатности, которая, вообще говоря, бывает свойственна и достоверным корам выветривания (Гинзбург, 1957), обычно — нижним их горизонтам. Что касается линзовидных тел доломитов и кремней, перекрывающих с эродированным контактом кварц-серицитовую породу и содержащих ее отторженцы, то они, по-видимому, могут свидетельствовать о некоторой аридности климатической обстановки ятулия [1] в период разрушения доятулийских кор выветривания, являясь теми карбонатными и кремневыми покровами, которые, по описанию ряда исследователей, развиваются в степных и полупустынных областях при сезонном увлажнении и высыхании выветривающейся поверхности. Подтверждением периодического ограничения влажности в ятулии, очевидно, можно считать трещины усыхания (глубиной подчас до 20—30 см и более) в прослоях кварц-карбонат-слюдистых сланцев среди толщи кварцитов.

Сопоставление данных химического анализа пород исследованных доятулийских разрезов с химическим составом неизмененных и преобразованных гранитов некоторых послепротерозойских кор выветривания (Гинзбург, 1957; Кобелев, Сахацкий, 1959; Бучинская, 1964; Лапинская, Журавлев, 1967; Бойко, 1969) выявляет сходство между ними не только в накоплении одних и выносе других элементов; часто даже количественные значения большинства породообразующих компонентов, несмотря на огромную временну́ю разницу сравниваемых объектов, оказываются весьма близкими между собой. Обнаружившаяся общность в поведении породообразующих компонентов (а нередко и близкая мощность) у доятулийских разрезов и сравниваемых профилей достоверных молодых кор выветривания позволяет говорить о том, что изучаемые доятулийские разрезы представляют собой низы профиля коры выветривания каоли-

[1] Исследования Т. Ф. Негруца (1974) свидетельствуют о том, что метаглинистые образования Карельского комплекса формировались в условиях жаркого климата с чередованием дождей и засух. Намечается направленное изменение от жаркого влажного климата в предъятулийское время до жаркого и засушливого — к позднеятулийскому периоду. О развитии предкейвской коры выветривания на Кольском полуострове в обстановке жаркого и влажного климата, который затем сменился более аридным, делают выводы Н. Б. Бекасова, Д. Д. Мирская, Г. Ю. Пушкин (1975).

нитового типа, соответствующие в случае наибольшей сохранности зоне неизмененного материнского гранита, зоне гидрослюд и нижней части каолинит-гидрослюдистой зоны.

Ассоциация метаморфических минералов в доятулийских и ятулийских профилях (хлорит, серицит, мусковит, эпидот, сфен, новообразованный кварц) соответствует зеленосланцевой ступени регионального метаморфизма. Согласно существующим данным (Викулова, 1957; Файф и др., 1962), глинистые образования, адсорбируя щелочные и щелочноземельные элементы, в начальный этап метаморфизма преобразуются в серицит и хлорит.

По всей вероятности, серицит и хлорит, наблюдаемые сейчас в изученных разрезах, представляют собой продукты метаморфизма каолинита и монтмориллонита, возникших при древнейшем выветривании кислых и основных исходных пород. Калий, обеспечивший в процессе зеленосланцевого метаморфизма преобразование доятулийского каолинита в серицит, мог накапливаться двояко. Частично он, несмотря на высокую миграционность, насыщался появляющимся каолинитом еще при формировании доятулийского профиля выветривания вследствие своей высокой биофильности. Помимо того, каолинит мог обогащаться калием уже после погребения коры выветривания под осадками ятулия, улавливая его из просачивающихся поверхностных (и грунтовых) вод, повышенная щелочность которых была следствием некоторой засушливости ятулийского климата.

Развитие доятулийской коры выветривания началось после завершения раннекарельской складчатости и продолжалось до начала ятулийского седиментогенеза. В процессе позднекарельской складчатости возникшая в доятулии на гранитах и конгломератах, а в ятулии — на диабазах кора выветривания была метаморфизована, в результате чего первичные гидрослюды и каолинит были преобразованы в диоктаэдрическую гидрослюду мусковитового типа (полиморфная модификация $2M_1$), а гидробиотит и монтмориллонит — в хлорит. Высвободившийся при выветривании первичных минералов аморфный кремнезем был раскристаллизован, а гидрослюдисто-глинистый слой претерпел рассланцевание с одновременной переориентировкой в нем остатков первично гранитного кварца. Результаты пересчета по методу Т. Барта показывают, что существовавшая в доятулийских профилях выветривания тенденция к уменьшению снизу вверх содержания одних элементов (Na, Ca, Si, Fe^{++}, Mn) и увеличению других (Al, Fe^{+++}, Mg, K, P) при зеленосланцевом метаморфизме в принципе не изменялась.

Перечислим основные факты, позволяющие рассматривать изученные доятулийские и ятулийские разрезы в качестве профилей древнейшей коры выветривания.

1. Многочисленность на территории Карелии и Финляндии обнажений исходных пород и развитых на них метаморфических

сланцев, свидетельствующая о площадном, региональном, их распространении в прошлом.

2. Существование зон начальной дезинтеграции материнских гранитов (элювиальные и элювиально-делювиальные брекчии).

3. Постепенно усиливающееся разрушение в зоне гранитобрекчии и в слое кварц-серицитовой породы пегматитовых, аплитовых и кварцевых жил, которые в исходном граните сохраняются совершенно не нарушенными: процесс своеобразного «таяния» гранитной гальки в кварц-серицитовой породе по мере ее развития на исходных конгломератах.

4. Возрастание вверх по разрезам процессов серицитизации плагиоклаза, хлоритизации биотита и амфибола, коррозии кварца, постепенного рассланцевания возникающей кварц-серицитовой и серицит-хлоритовой породы с переориентировкой в ней реликтов кварца и расплющиванием миндалин.

5. Наличие реликтов каолинита в массе серицита, подтвержденное электронно-микроскопическими и рентгеноструктурными исследованиями.

6. Сохранность призматической формы у кристаллов циркона по всему разрезу от исходного гранита до верхов зоны кварц-серицитового сланца, сопровождаемая одновременным увеличением содержания ZrO_2.

7. Характер распределения по разрезам породообразующих химических компонентов, соответствующий в целом их поведению в достоверных посткембрийских профилях выветривания.

8. Существование карбонатных и кремневых образований на контакте кварц-серицитового горизонта и толщи кварцитов (с трещинами усыхания в карбонат-слюдистых сланцах), что, по всей очевидности, свидетельствует о периодическом дефиците влажности в эпоху разрушения доятулийских (и ятулийских) кор выветривания.

Таким образом, есть все основания, по нашему мнению, утверждать, что кварц-серицитовые сланцы на архейско-нижнепротерозойских гранитах и сумийско-сариолийских конгломератах в основании ятулийской толщи Карелии (так же, как и серицит-хлоритовые сланцы на диабазах ятулия) представляют собой остатки древнейших мощных площадных кор выветривания, формировавшихся в обстановке жаркого и влажного климата и разрушавшихся в условиях периодической аридизации; позднее реликты этих кор вместе с весьма значительными по зрелости и объему продуктами их переотложения были метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

Сравнение протерозойских и последокембрийских кор выветривания Карелии и других районов свидетельствует в целом об их геологическом, текстурном и геохимическом подобии. Общее сходство распределения химических компонентов в профилях метаморфизованных протерозойских и неметаморфизованных последокембрийских кор выветривания подтверждает изохими-

ческий характер регионального метаморфизма. Отчетливое увеличение вверх по доятулийским (и ятулийским) профилям количества Fe_2O_3 с одновременным уменьшением доли FeO указывает на присутствие в атмосфере протерозоя значительного содержания свободного кислорода — активнейшего агента химического выветривания. Поскольку в протерозое продукты выветривания исходных пород оставались теми же, что и в более поздние периоды, есть основания считать направленность процессов физико-химического выветривания с протерозоя до кайнозоя принципиально не изменявшейся.

ОСНОВНЫЕ ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

К настоящему времени состояние дел в проблеме древнейшего докембрийского выветривания резко изменилось. Если относительно недавно геологи, верившие в реальность существования древнейших кор и пытавшиеся самоотверженно взяться за решение этой сложной и ответственной задачи, составляли совсем незначительную группу, то теперь исследователи, с той или иной глубиной погрузившиеся в изучение докембрийского выветривания, образуют целую армию. Этому способствовала интенсификация исследований в области экзогенной геологии докембрия и, в частности, целый ряд специальных совещаний, посвященных ей. Был накоплен чрезвычайно обширный фактический материал по докембрийским корам континентального выветривания, требовавший глубокого коллективного анализа. С этой целью в 1975 г. и был созван Всесоюзный семинар по докембрийским корам выветривания. Круг вопросов, рассмотренных на семинаре, оказался достаточно широк и разнообразен. Наряду с характеристиками конкретных профилей выветривания отдельных регионов главное внимание было уделено созданию единой, логически стройной теории докембрийского выветривания, разработке надежной методики исследования древних метаморфизованных кор, выявлению их достоверных диагностических признаков.

Важнейшие достижения в учении о докембрийских корах выветривания и его дальнейшие перспективы исчерпывающе полно были отражены в докладе академика А. В. Сидоренко. Представляется необходимым напомнить его главные положения.

Докембрийские коры выветривания установлены на различных стратиграфических уровнях в пределах всех докембрийских провинций. Это позволяет говорить о том, что в докембрийской истории коры выветривания являлись не случайными, а вполне закономерными образованиями.

Главная особенность докембрийских кор по сравнению с корами выветривания последокембрийскими заключается в их метаморфизованности. В разрезах архея — протерозоя вместе с интенсивно преобразованными корами выветривания встречаются

такие, которые метаморфизованы довольно слабо. Значит, метаморфизованность кор выветривания зависит не столько от возраста, сколько от их конкретного геологического положения.

Основополагающим выводом при исследовании докембрийского выветривания является выявление принципиального сходства древнейших и фанерозойских кор выветривания. Они подобны не только по геологическому положению, морфологическим и текстурно-структурным чертам, но и в минералого-геохимическом плане. В пределах почти всех докембрийских профилей выветривания (не исключая и наиболее древние из них — архейские и протерозойские) устанавливается окисление закисных форм железа, свидетельствующее о наличии в атмосфере и гидросфере докембрия свободного кислорода.

Изучение минерального вещества древнейших кор выветривания наряду с продуктами их размыва и переотложения позволяет говорить о принципиальном сходстве гипергенных факторов в масштабе всей геологической истории, а также о существовании климатических зон Земли, начиная с наиболее ранних ее этапов. Установлено активное влияние докембрийского живого вещества на древнейший субстрат в зоне гипергенеза.

Среди всех геологических образований коры выветривания являются наиболее достоверными и надежными показателями континентальных режимов литогенеза, поэтому проводить их исследование необходимо в комплексе с продуктами их размыва и переотложения. Тогда только можно будет с достаточной уверенностью осуществлять палеотектонические и палеогеографические реконструкции, связанные с выявлением поверхностей выравнивания и пенепленов.

В конечном итоге исследование древнейших кор выветривания и продуктов их переотложения явится одним из основных методов при стратиграфическом расчленении и корреляции докембрия.

Признавая за древнейшими корами выветривания их исключительное значение в познании ранней истории Земли, А. В. Сидоренко, однако, замечает (1975, стр. 8): «Поскольку, несмотря на установленный факт широкого и закономерного размещения кор выветривания в докембрии различных регионов, наши сведения о них (особенно об архейских корах выветривания) пока еще отрывочны и неполны, важнейшей задачей будущих исследований остается дальнейшее выявление всех возможных докембрийских кор выветривания, их детальное описание и комплексное изучение. Только путем накопления большого числа фактов и их тщательной оценки можно прийти к воссозданию стройной картины распространения древнейших процессов выветривания, познанию особенностей и закономерностей состава кор и продуктов их перемыва (осадочных пород), определению связи этих образований с морфоструктурами и континентальными перерывами».

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ

Глава I

АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПЕТРОХИМИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ

Для познания ранних стадий геологической истории, процессов породо- и рудообразования того времени, когда сформировалась бóльшая, преобладающая часть континентального сегмента земной коры и рудных месторождений, необходимо исследование дометаморфической эволюции кристаллических комплексов на щитах и в первую очередь — их первичной природы, т. е. их происхождения в собственном смысле слова.

ОСНОВЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ХИМИЗМА ИЗВЕРЖЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Происхождение метаморфических пород устанавливается обычно на основании двух групп признаков: геологических (условия залегания, текстура, формационные ассоциации и т. д.) и химических, среди которых главная роль принадлежит признакам, основанным на соотношениях петрогенных элементов, т. е. петрохимическим признакам. Использование петрохимических признаков в допустимых рамках изохимического метаморфизма основано на предположении, что химический состав однозначно отражает минеральный состав, который в свою очередь определяется физико-химическими условиями среды при возникновении исходной породы, т. е. ее генезисом. В этом состоит существо генетической петрохимии метаморфических пород, выдвигающейся в настоящее время в качестве одного из главных инструментов познания процессов породообразования в далеком прошлом. Однако современное состояние знаний в этой области существенно различно для седиментогенных пород, с одной стороны, и магматогенных пород — с другой.

Проблема соответствия минерального состава и химизма неметаморфизованных горных пород

В учении о магматических породах использование соответствия минералогии и химизма явилось источником динамического развития петрологии как теоретического целого и стало к настоящему времени фундаментом для создания единой научной систематики всех магматитов, а также кристаллических пород космических тел. Выявление однозначного соответствия состава минеральных фаз и валового химического состава породы оказалось возможным тогда, когда был установлен состав минералов магматических пород, т. е. в конце прошлого столетия. Была создана первая химико-минералогическая систематика (Кросс, Иддингс, Пирсон, Вашингтон, CIPW, 1896 год). Конкретные представления о минеральном выражении химического состава расплава во время кристаллизации и эволюции магматического очага, или исходного метеоритного вещества при переплавлении, легли в основу развития главнейших направлений в петрологии: теории магматической дифференциации — в первой половине текущего столетия, и теории дифференциации мантийного вещества — во второй.

Напротив, для осадочных пород выявление соответствия минерального и химического состава стало возможным в полном объеме лишь сравнительно недавно — во второй половине текущего столетия и связано с рентгеновскими, термическими и другими точными методами исследования. Поэтому к настоящему времени оказались неразработанными теоретические основы использования в генетических целях петрохимических методов для седиментогенных пород докембрия, а петрохимия осадков оказалась недостаточно подробно изученной. Данная работа является первым опытом рассмотрения некоторых теоретических положений генетической петрохимии осадочных пород и описания отдельных, обычно не рассматриваемых специально петрохимических типов осадков, имеющих тем не менее принципиальное значение для познания генезиса конвергентных (орто- и пара-) пород докембрия.

Сущность минеральных преобразований при накоплении осадочных толщ

Поскольку главная масса осадочных отложений возникает за счет физической дезинтеграции и химического выветривания твердых, главным образом кристаллических пород, естественно обратиться к некоторым общим минеральным преобразованиям, происходящим при этом. Общая оценка этих преобразований была с достаточной достоверностью получена уже в начале столетия (Leith, Mead, 1915, с. 74—76), когда было показано, что в поверхностных условиях средняя изверженная порода (кварц—

20,4, полевые шпаты — 50,2, в том числе альбит — 25,6, анортит — 9,8, ортоклаз — 14,85; железомагнезиальные минералы 24,8; акцессорные минералы 4,6 вес.%) может служить источником осадочных пород, состоящих (в среднем) из кварца — 34,8, минералов группы глин — 29,62 (в том числе хлориты — 5,29), карбонатов — 13,32 (доломит — 9,07, кальцит — 4,25), полевых шпатов — 15,57 (альбит — 4,55, ортоклаз — 11,02), гидроокислов железа 4,0, прочих (включая гипс, органическое вещество и др.) — 2,69 вес.%.

Этот общий интегральный эффект перераспределения (дифференциации) исходных составляющих магматических пород (кислых, средних, основных) в целом приблизительно характеризует процессы формирования главнейших групп осадочных отложений, песков, глин, карбонатов и эвапоритов, составляющих соответственно в осадочной оболочке континентов 18,0—22,1; 38,0—46,2; 21,8—24,4; 0,3—2,3 об.% (Ронов, Ярошевский, 1976) [1]. Если учесть относительную устойчивость минералов в условиях выветривания, увеличивающуюся к концу ряда оливины — пироксены — роговые обманки — (известковый плагиоклаз — натровый плагиоклаз) — калиевый полевой шпат — мусковит — кварц (Goldich, 1938), то становится ясным, что полное преобразование исходного материала в процессе осадконакопления должно привести в наиболее общем случае к отложению бесполевошпатовых, чисто кварцевых песков в ассоциации с глинистыми и карбонатными породами. Эти конечные члены рядов осадочных пород связаны всеми постепенными переходами с отложениями, характеризующимися невысокой степенью зрелости и содержащими обломки не только минералов, но и разнообразных пород, среди которых, например, только кристаллические породы (кислые, средние, основные), представленные эффузивными, интрузивными и метаморфическими образованиями, дают девять возможных вариантов исходного состава обломков, причем число их возможных сочетаний (при нескольких типах источников для одной осадочной породы) практически неограниченно велико. Вместе с тем реальная наблюдаемая степень полиминеральности не так уж велика и вполне позволяет провести некоторые общие оценки, которые, очевидно, останутся справедливыми, когда мы перейдем к восстановлению исходного состава метаморфических пород.

Средний минеральный состав песчаника

О том, сколь велика степень полиминеральности песчаных пород вообще, можно приблизительно судить на основании неоднократно предпринимавшихся попыток количественно-минералогической интерпретации среднего химического состава песчаника по Кларку (Pettijohn, 1949, с. 88): кварц 66,8; полевые шпаты (альбит+ортоклаз) 11,5; минералы группы глин (каолин) 6,6; кальцит и доломит 11,1; гидроокислы железа 1,8; примеси 2,2 (вес.%). Эти цифры в целом подтверждены в 60-х годах средними данными Петтиджона (Pettijohn e. a., 1972, с. 236): кварц 59, полевые шпаты 22, минералы группы глин 10 (в том числе хлорит 4), кальцит 6, окислы железа 2, что при пересчете всех минералов группы глин $+^1/_3$ полевых шпатов на обломки пород (кислого состава) дает цифры: кварц 65, полевые шпаты 15, обломки пород 18 (вес. % без учета карбонатов и окислов железа). Сопоставимые средние данные модального состава имеются только для песчаников Русской платформы (Ронов и др., 1963), и они обнаруживают удовлетворительную сходимость с вычисленными цифрами: кварц 69,7, полевые шпаты 15,3; обломки пород 2,6; слюда 2,9; карбонат 1,8 (вес. %).

Таким образом, оказывается достаточным представление минерального состава значительного большинства песчаных пород в форме кварца, полевых шпатов и минералов группы глин, а также карбонатов и других минералов фиксированного теоретического состава.

Средний минеральный состав глинистой породы

Переходя к определению вероятного состава глинистых пород, необходимо отметить, что до использования современных рентгеновских, термических и других методов, т. е. примерно до 30—40-х годов «единственно пригодными были... так называемые „рациональные методы анализа", основанные на различной растворимости глинистых веществ в кислотах» (Грим, 1959, с. 349), что давало лишь приблизительное представление о минералогии осадка. Проведенные в настоящее время исследования фациальных типов глинистых отложений позволяют составить достаточно отчетливое представление об условиях возникновения, транспортировки, захоронения и последующего преобразования минералов рассматриваемой группы, а постоянно совершенствующиеся методы исследования приносят все новые данные по их кристаллохимии, поэтому здесь целесообразно остановиться лишь на тех исследованиях, которые позволят связать петрохимию и минералогию осадков.

На основании 70 000 рентгеновских анализов глинистых отложений Северной Америки, охватывающих интервал возраста от докембрия до плиоцена, Уивер показал, что (независимо от времени формирования) в глинистых осадках постоянно находятся иллит (гидрослюда), каолинит, монтмориллонит и хлорит. Выявляются определенные парагенезисы иллита, монтмориллонита, каолинита, варьирующие в зависимости от физико-химических

[1] Первые цифры в каждой паре — для геосинклиналей, вторые — для платформ.

Таблица 24

Средний минеральный состав (в вес.%) глинистых пород по различным авторам

Минералы	Leith, Mead, 1915, с. 76	Clarke, 1924; Pettijohn, 1949, с. 88	Shaw, Weaver, 1965, с. 221
Кварц	32	22,3	30,8
Полевые шпаты	18	30	4,5
Глинистые минералы	34	25	60,9
Окислы железа	5	5,6	<0,5
Карбонаты	8	5,7	3,6
Прочие	1	11,4	2,0
Органическое вещество	1	—	1

условий среды (Duncan e. a., 1970; и др.). На основании рентгеновского анализа 400 образцов палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста был определен средний модальный состав глинистых отложений (Shaw, Weaver, 1965). Это существенно уточнило данные предшествующих расчетов средних химических анализов (табл. 24). Важно подчеркнуть, что собственно глинистые отложения оказываются почти наполовину сложенными кварцем, полевыми шпатами, карбонатами и пр.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ХИМИЗМА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Выше было показано, что минеральный состав наиболее распространенных типов осадочных пород определяется достаточно отчетливо, несмотря на частные отклонения. Это важное положение до сих пор специально не рассматривалось, а потому и не учитывалось при петрохимических исследованиях седиментогенных пород докембрия. При этом основным направлением исследования обычно являлись такие общие черты химизма, которые непосредственно использовались для тех или иных генетических целей. Однако использование тех или иных особенностей химизма не всегда дает однозначные результаты, а полученные в последнее время данные показывают, что ставшие подчас привычными представления об «очевидности» происхождения некоторых метаморфических пород на самом деле нуждаются в серьезном пересмотре на основе изучения связей между происхождением и минеральным и химическим составами вероятных исходных осадочных пород.

Отличительные особенности химизма осадочных отложений и их использование для определения первичной природы метаморфических пород докембрия

Е. С. Бастин первым сформулировал главные петрохимические различия осадочных и изверженных пород: преобладание калия над натрием, магния над кальцием, избыток алюминия (по сравнению с отношением алюминия к кальцию и щелочным металлам в породообразующих силикатах, где оно равно 1 : 1), высокое содержание кремния и исключительно высокие содержания кальция и магния в карбонатах (Bastin, 1909), а также преобладание окисного железа над закисным. Специальное рассмотрение вопроса позднее показало, что существует много исключений (Pettijohn, 1949, с. 82—84). Сейчас мы располагаем несравнимо бóльшим количеством химических анализов, однако их использование для генетических целей ограничено тем, что в литологии петрохимическая систематика практически не используется как универсальный классификационный признак. Здесь проявляются принципиальные различия систематики осадочных и магматических пород. Действительно, для последних геологическая позиция, минеральный состав и петрохимическая характеристика составляют обязательное единство для каждого выделяемого типа. Возникает детальная, дискретная систематика, которая позволяет делать достаточно определенные сопоставления с метаморфическими породами на петрохимической основе, тогда как сопоставления последних с осадочными породами возможны лишь в самом общем виде (например, с глинами в целом и т. п.), что, конечно, совершенно недостаточно для генетических целей.

Первым попытался подойти с генетических позиций к общей петрохимической систематике осадочных пород А. Н. Заварицкий (1932). Он показал перспективность графических методов в этой области. На предложенной им треугольной диаграмме $SiO_2 : (CaO+Na_2O+K_2O) : (Al_2O_3+MgO+Fe_2O_3+FeO)$ в молекулярных характеристиках были выделены поля главных типов осадочных пород и было показано, что поле глин — этих наиболее распространенных отложений — попадает в область магматических пород, и только здесь возможны прямые сопоставления осадков и магматитов. Позднее модифицированные диаграммы этого типа использовались для разделения генетических типов глин (Ронов, Хлебникова, 1957), метаморфизованных глинистых пород (Головенок, 1966), а для главных типов седиментогенных отложений А. Н. Нееловым и другими исследователями (Mason, 1951; Рош, 1972 и др.). Было также предложено большое число диаграмм других типов, из которых наиболее удачной оказалась диаграмма Симонена (Simonen, 1953) в координатах кремнезем — сумма железа и глинозема (уменьшенного на величину

плагиоклазовой составляющей), на основании которой был построен ряд других (Peltola, 1960; Предовский, 1970 и др.).

Все эти диаграммы использовались с целью систематизировать осадочные породы (Mason, 1951) или сопоставить их с метаморфическими производными, минуя номенклатурные вопросы. При этом делается допущение, что можно избежать решения вопроса об основах классификации и градациях осадочных пород и получить параметры генезиса метаморфических пород непосредственно из пересчета химических анализов в соответствии с положением фигуративной точки данного анализа в «поле» тех или иных осадочных пород. Но этому препятствует то разнообразие и неопределенность минералогических трактовок различными авторами одного и того же термина, которые обычны в осадочной петрографии. Например, граувакка — это всякий песчаник, где преобладают обломки пород: базальты, кремни, известняки и т. п. по В. Д. Шутову (Граувакки, 1970) или — это существенно полевошпатовый песчаник с значительной долей железомагнезиальных компонентов по Петтиджону (Pettijohn e. a., 1972). Поэтому на подобных диаграммах «поля», оконтуренные по данным анализов различных авторов, не имеют необходимой петрографической определенности (в противоположность тому, что имеет место в случае магматических пород) и, следовательно, не могут обеспечить получение желаемого результата с необходимой степенью точности. Можно высказать предположение, что использование химизма осадочных пород позволит в дальнейшем существенно детализировать и уточнить их систематику.

Опыт химико-минералогической систематики седиментогенных пород

Естественными предпосылками предлагаемой систематики оказываются, таким образом, два положения: 1) главными типами пород, наиболее распространенными и определяющими строение стратисферы, являются песчаники, глины и известняки (доломиты) и 2) их состав можно выразить — для большинства реальных ситуаций — с помощью набора главных минералов: кварца, полевого шпата, глинистых минералов (включая хлориты), кальцита и доломита.

В качестве основы для систематики целесообразно использовать: 1) величины содержания кремнезема, поскольку его содержание варьирует от 0 до 100 вес.% и может быть сопоставлено с содержанием такого повсеместно распространенного минерала осадочных пород, каким является кварц, и 2) величины содержаний минералов в весовых процентах. Поскольку получение количественно-минеральной характеристики для каждого образца осадочной породы затруднено, а для многих наиболее распространенных разновидностей отсутствуют необходимые средние

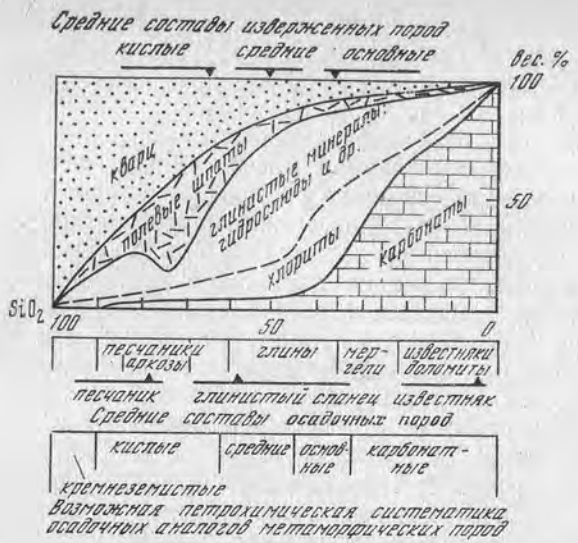


Рис. 37. Диаграмма в координатах кремнекислотность — минеральный состав для главных типов осадочных пород: терригенных и карбонатных

Треугольниками обозначены средние составы осадочных (Pettijohn, 1949) и изверженных (Nockolds, 1954) пород

минеральные составы — оказывается необходимым использование вычисленных (нормативных) минеральных составов на основе химических (силикатных) анализов. Для этого был предложен метод, который в более поздней модификации позволяет вычислять нормативный минеральный состав с соблюдением подобия реальному минеральному составу (Розен, 1975в). Использование унифицированных количественных минералогических данных позволяет предложить диаграмму для разделения главных типов осадочных пород в координатах содержание кремнекислоты — количественный минеральный состав; такая диаграмма вследствие единообразия построения одновременно может служить для прямых сопоставлений осадочных и метаморфических пород (рис. 37).

При составлении диаграммы использованы в качестве опорных различные данные. В первую очередь это минеральный состав, неоднократно вычисленный различными авторами по средним данным Кларка и нанесенный на диаграмме в интерпретации, скорректированной Ф. Петтиджоном. Для отдельных типов пород приняты различные опорные данные. В частности, для мономиктовых кварцевых песчаников использованы материалы, приводимые Мильнером (Мильнер, 1968) в качестве эталонных, для аркозов — классические описания пород из генотипической местности (Овернь, Франция) (Maurell, Brousse, 1959),

для граувакк — также данные по генотипической местности (Верхний Гарц, ФРГ) (Helmbold, 1958), для глин — упомянутые выше работы, для мергелей — полученные ранее расчетные данные (Розен и др., 1971).

Сопоставление на основе диаграммы (см. рис. 37) показывает, что по химизму главная масса седиментогенных пород в целом соответствует наиболее распространенным типам магматических пород и, естественно, может классифицироваться (в соответствии с содержанием кремнезема) на кислые, средние и основные. Представленные на диаграмме крайние члены можно отнести к кремнеземистым (более 90% кремнекислоты в анализе или более 75% кварца в породе) и карбонатным (менее 30% кремнекислоты или более 70% кальцита или доломита).

Очевидно, что в соответствии с постановкой задачи среди типов осадочных отложений, охватываемых данной диаграммой, отсутствуют менее распространенные, но нередко весьма важные в практическом и теоретическом отношениях другие типы пород. Они либо отличаются существенным преобладанием одного характерного минерала (это железистые и марганцовистые отложения, фосфориты, бокситы), либо относительно редки (например, глауконитовые песчаники и т. п.) и могут быть нанесены дополнительно, но не являться главными.

Петрохимические сопоставления позволяют не только находить среди кристаллических сланцев метаморфизованные глины, песчаники и т. п., но и обнаруживают большое индивидуальное значение таких отдельных типов осадочных пород, которые оказываются скрытыми при обычной систематике осадочных пород, когда их химизм, как показано выше, не учитывается. Так, например, выявляются химические аналоги метаморфических пород основного состава (Сидоренко и др., 1968; Созинов, 1975а, Розен и др., 1976). Возникает, таким образом, задача дальнейшего петрохимического исследования осадочных пород. Особый интерес в этом отношении представляет выявление магнезиально-силикатных и известково-глиноземистых отложений, которые при метаморфизме могли бы превратиться в параперидотиты и параанортозиты, а также рассмотрение возможных причин появления среди глубоко метаморфизованных терригенных пород докембрия обширной группы осадочных пород, в которых натрий преобладает над калием, что, на первый взгляд, не характерно для процессов седиментогенеза.

Магнезиально-силикатные осадочные породы (аналоги параперидотитов)

Обычно считается, что обнаружение оливиновых пород в метаморфических толщах свидетельствует об ультраосновном магматизме. Между тем далеко не все случаи такого рода можно объяснить подобным образом. Нередко тысячи мелких и мель-

Таблица 25

Химический состав (в вес.%) серпентиновых песчаников и сланцев

Окислы	1	2	3	4	5
SiO_2	40,4	40,00	39,48	40,39	38,67
TiO_2	0,12	0,10	—	0,08	0,03
Al_2O_3	2,3	2,8	1,60	2,58	1,53
Fe_2O_3	3,3	5,5	7,10	4,55	3,76
FeO	4,3	2,9		3,16	2,33
MnO	0,13	0,09	0,61	0,17	0,59
MgO	35,0	35,6	35,86	33,82	37,76
CaO	1,6	0,13	—	1,87	0,68
Na_2O	0,00	0,00	—	0,17	
K_2O	0,00	0,00	—	0,08	0,15
H_2O^+	10,9	11,7	1,0	10,26	13,25
H_2O^-	0,51	1,0	15,24	1,41	
P_2O_5	0,05	0,06		0,07	0,13
CO_2	1,2	0,05		2,31	1,10
Сумма	99,81	99,93	99,84		

Примечание. 1 — серпентиновый песчаник, Колумбия; 2 — обломочный серпентиновый сланец, Колумбия; 3 — серпентиновый песчаник с кальцитовым цементом (пересчитано на бескарбонатное вещество за вычетом $CaO = 26{,}9$). Хоккайдо; 4 — среднее из десяти анализов осадочных серпентинитов; 5 — среднее из 76 анализов альпинотипных серпентинитов (Lockwood, 1971).

чайших ультраосновных прослоев насыщают седиментогенную толщу (например, беломорскую серию) и в этих случаях приходится искать объяснения в особенностях осадконакопления. Если оставить пока в стороне рассмотрение возникновения оливина в карбонатах, где очевидны генетические связи, а также возможные случаи метаморфизма сепиолитовых, аттапульгитовых и родуситовых толщ (для которых характерны относительно высокие содержания кремния; формульные соотношения $MgO : SiO_2$ от 1 : 1 до 1 : 4), то на первый взгляд кажется, будто ультраосновные по составу породы не имеют осадочных аналогов и могут служить генетическим репером магматизма. На самом деле это не так.

Естественным осадочным аналогом оливиновых метаморфических пород являются серпентиновые песчаники. Обзор геологии и генезиса этих пород выполнен Локвудом (Lockwood, 1971), и здесь нет необходимости его повторять. Важно отметить, что это типичные обломочные породы (конгломераты, песчаники и сланцы), содержащие нередко гальку чужеродных пород (крем-

ней и др.), а также раковины, и переходящие по простиранию в осадочные отложения. Легко устанавливается градационная и косая слоистость. Эти породы распространены в альпинотипных зонах всех континентов от раннего палеозоя до кайнозоя, а также среди осадков современных океанов. Обычно они образуют линзы, мощность которых колеблется от сантиметров до первых сотен метров, линзы иногда прослеживаются по простиранию на значительные расстояния, до десятков километров. По составу это типичные серпентиниты (табл. 25).

Механизм образования этих пород представляется как быстрое разрушение, местами — обрушение оказывающихся на поверхности или на морском дне крупных блоков серпентинитов. В процессе седиментации уменьшается отношение магния к кремнезему и магния к алюминию, что заметно при непосредственном сравнении анализов исходных серпентинитов и серпентиновых песчаников одного и того же региона.

Если учесть, что верхний предел устойчивости серпентина 490° С, а превращение в оливин на воздухе происходит при 600°, то становится очевидным, что пластообразные тела существенно оливинового состава в метаморфических толщах могут быть начально седиментогенными образованиями. Следует полагать, что дальнейшие целенаправленные исследования осадочных отложений позволят расширить высказанные предположения о генезисе параперидотитов.

Известково-глиноземистые осадочные отложения (аналоги параанортозитов)

Среди докембрийских комплексов широко распространены различные существенно плагиоклазовые кристаллические сланцы, которые в условиях гранулитовой фации оказываются подобными по минеральному составу анортозитам (табл. 26). Из результатов пересчетов на минеральный состав исходной осадочной породы и сводной диаграммы составов осадочных пород (см. рис. 37) ясно, что такими отложениями должны быть карбонатные глины. Вместе с тем реальные отложения подобного состава не удавалось обнаружить для проведения конкретной параллелизации. В результате проведенных исследований такими осадочными эквивалентами оказались действительно существенно карбонатно-глинистые отложения, но содержащие некоторую примесь гипса (табл. 27). Можно предположить, что в силу высокой летучести сера при метаморфизме восстанавливалась и удалялась (Ронов и др., 1977), на вероятность чего указывает присутствие акцессорных сульфидов в рассматриваемых породах. В пересчете на минеральные ассоциации, примерно соответствующие гранулитовой фации (табл. 28), эти отложения обнаруживают весьма близкое подобие анортозитам и связанным с ними пироксеново-плагиоклазовым породам. Подобие минерального

Таблица 26

Химический состав (в вес.%) некоторых типов известково-глиноземистых метаморфических и магматических пород

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	50,19	50,12	64,31	48,43	73,51	40,46	54,54	49,98
TiO_2	0,09	0,18	0,34	Следы	0,54	2,33	0,52	0,14
Al_2O_3	28,55	22,66	16,32	33,21	12,21	28,09	15,72	28,94
Fe_2O_3	1,45	3,20	2,45	0,35	0,44	4,75	0,83	0,80
FeO	0,73	2,82	4,82	0,09	2,05	—	1,46	1,43
MnO	0,01	0,09	0,13	Следы	0,44	0,15	0,02	0,07
MgO	0,76	4,44	1,77	0,13	0,59	0,06	0,83	0,84
CaO	13,62	12,82	6,96	15,55	9,52	22,25	9,62	14,01
Na_2O	3,05	2,56*	2,69	2,11	0,21	0,35	4,66	2,73
K_2O	0,71	0,93*	0,27	0,04	0,05	0,04	1,06	0,42
P_2O_5	—	0,54	0,17	0,00	0,11	—	0,11	0,69
H_2O^+	0,10	0,18	0,17	0,13	0,27	0,14	0,63	0,55
H_2O^-			0,06	0,04	0,06		—	—
CO_2	—	—	—	—	0,06	—	—	—
SO_3	—	0,20	--	—	0,02	—	—	—
Cl	—	—	—	—	Следы	—	—	—
П.п.п.	0,76	0,27	—	—	—	1,71	—	—
Сумма	100,02	101,01	100,46	100,08	100,08	100,33	—	—

В оригинале эти цифры взаимно переставлены, что не соответствует указанному минеральному составу породы.

Примечание. 1,2 — лабрадорит (лабрадор, гранат, клинопироксен, роговая обманка) из комплекса гранулитов Туадаш-тундры (1) и Сальных тундр (2); 3 — эндербитовый гнейс (кварц, плагиоклаз № 30 — 40, гиперстен, биотит); комплекс Исорток, Гренландия (Бертельсен, Ню-Нюгорд, 1968); 4 — анортозит (содержит плагиоклаз, клиноцоизит — 40%, мусковит — 1%, а также роговую обманку, биотит, хлорит, скаполит, кальцит и кварц, гнейсовый комплекс Икерток (там же); 5 — пироксен-анортит-цоизитовый гранулит, Инвернессшир, Шотландия (Андерсон, 1968); 6 — цоизитовая метаморфическая порода, образованная по глинистому известняку (Беломорский комплекс, 1962); 7, 8— анортозиты массивов (7) и в ассоциации с габбро-гипербазитами (8) (Nockolds, 1954).

состава усиливается расчетом состава плагиоклаза (лабрадор-битовнит) и железистости клинопироксена (0,20—0,24). Принципиально важной особенностью этих осадочных отложений является постоянное преобладание натрия над калием, что при дефиците алюминия может вызвать появление нефелина (расчет 2, табл. 28).

В геологическом отношении это достаточно характерные соленосные отложения неогена Ферганской межгорной впадины мощностью в несколько тысяч метров с разнообразными форма-

Таблица 27

Химический состав (в вес.%) отложений, соответствующих известково-глиноземистым метаморфическим породам

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	63,0	44,54	44,51	35,62	38,88	29,72	48,78	56,68	48,66	43,26
TiO_2	0,74	—	0,46	0,46	0,46	0,35	0,46	0,12	0,35	0,38
Al_2O_3	12,1	12,63	18,29	13,79	16,26	12,72	17,22	7,44	15,88	14,51
Fe_2O_3	0,4	2,50	2,38	2,21	2,38	1,96	2,21	3,40	2,13	2,38
FeO	2,7	3,08	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,1	0,44	0,07	0,04	0,10	0,07	0,10	0,14	0,14	0,09
MgO	3,6	5,55	4,23	3,96	4,92	3,73	2,17	1,66	1,81	3,21
CaO	6,7	14,65	11,40	13,50	10,50	14,90	8,00	15,48	13,50	12,47
Na_2O	2,7	3,35	2,50	1,85	2,39	2,05	2,05	1,23	1,78	1,98
K_2O	2,9	1,37	0,81	0,19	0,54	0,57	0,46	Следы	0,36	0,42
P_2O_5	Нет	0,29	0,00	Следы	0,00	Следы	Следы	»	Следы	—
SO_3	—	—	7,87	12,99	6,44	18,03	7,58	0,00	1,04	7,71
CO_2	3,5	7,79	5,50	4,95	8,25	5,07	2,75	11,77	8,25	6,51
Cl	—	—	0,99	1,28	0,42	1,54	0,64	—	0,35	0,75
H_2O^+	Нет	1,43	2,95	4,76	2,80	5,70	3,28	0,42	1,80	3,10
H_2O^-	1,5	2,25	2,74	4,17	5,60	4,20	4,16	—	—	3,74
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	1,21	4,11	
Сумма	99,6	99,84	99,70*	99,77**	99,94	99,61	99,86	99,55	100,16	100,31

* В оригинале, по-видимому, допущена ошибка, так как сумма приведенных цифр выше указанной на 5%.
** То же, на 3%.

Примечание. 1 — аргиллит докембрия, серия Брюс, Онтарио (Macpherson, 1958); 2 — мергелистый песчаник, миоцен, Калифорния, (Niggli, 1952; табл. 25, № 1); 3 — 6 — гипсоносные глины, неоген, Фергана (Гриднев, 1956; номера образцов соответственно 24, 39, 55, 116); 7 — 9 — глинистые алевролиты с гипсом и карбонатами (там же; номера образцов соответственно 120, 343, 403); 10 — среднее арифметическое из анализов 3 — 9.

Таблица 28

Вероятный минеральный состав известково-глиноземистых отложений в гранулитовой фации метаморфизма (пересчет по методу CIPW вес.%)

Минералы	Индекс	1	2	10
Кварц	q	19,83	—	7,45
Ортоклаз	or	18,37	8,91	2,78
Нефелин	ne	—	12,22	—
Альбит	ab	24,65	9,44	20,98
Анортит	an	11,96	17,53	37,56
Плагиоклаз	pl	36,61	26,97	58,64
Энстатит	en	6,23	15,66	10,24
Ферросилит	fs	2,90	5,01	4,35
Волластонит	wo	9,76	26,37*	17,19**
Диопсид	di	18,89	47,04	31,78
Энстатит	en	3,21	—	—
Ферросилит	fs	1,45	—	—
Гиперстен	hy	4,66	—	—
Магнетит	mt	0,69	4,17	—
Ильменит	il	0,76	—	0,91
Апатит	ap	—	0,67	—
Плагиоклаз	pl	№ 50	№ 78	№ 77
$f_{di} = \frac{Fe}{Fe+Mg+Mn}$		0,26	0,20	0,24

Рассчитано на основании данных табл. 27. 1, 2, 10 — номера анализов по табл. 27.

* Избыток wo=3,83.
** То же 1,51.

ми переслаивания пород и существенным преобладанием песчано-глинистых отложений. Известково-глиноземистые отложения рассматриваемого типа являются в этой толще преобладающими.

Таким образом, присутствие в кристаллических комплексах седиментогенных плагиоклазовых сланцев находит естественное объяснение в особенностях осадконакопления, когда сочеталось поступление глинистого и существенно кальциевого карбонатного (возможно сульфатного) материала. Следует полагать, что приведенный пример окажется не единственным, во всяком случае привлечение подобного механизма для объяснения накопления известково-глиноземистых толщ докембрия требует в каждом конкретном случае специального общего анализа условий седиментации.

Терригенные отложения с избытком натрия (аналоги щелочных гнейсов)

В докембрийских метаморфических первично терригенных породах нередко окись натрия преобладает над окисью калия, тогда как в «обычных» песках и глинистых отложениях это соотношение оказывается обратным. Это обычно рассматривается как «расхождение» или «отличие», тогда как анализ реальных причин, основанный на изучении как минерального, так и химического состава, показывает, что возникновение терригенных пород с избытком натрия представляет совершенно обычное для седиментогенеза явление.

Обширная группа полимиктовых песчаников (граувакк), соответствующих по химическому составу грауваккам генотипической местности (кульм Верхнего Гарца, ФРГ) (Helmbold, 1958), достаточно широко распространена в различных регионах мира и возникает за счет размыва вулканогенно-осадочных толщ и за счет гранитоидов. Эти породы имеют устойчивую величину отношений $Na_2O : K_2O$. Средний состав таких пород (вес.%): SiO_2 — 66,7; Al_2O_3 — 13,5; Fe_2O_3 — 1,6; FeO — 3,5; MgO — 2,1; CaO — 2,5; Na_2O — 2,9; K_2O — 2,0; H_2O^+ — 2,4; H_2O^- — 0,6; TiO_2 — 0,6; P_2O_5 — 0,2; MnO — 0,1; CO_2 — 1,2; SO_3 — 0,3; S — 0,1; C — 0,1; сумма 100,4 (Pettijohn e. a., 1972, с. 60). Граувакки имеют небольшую для песчаников величину отношения $SiO_2 : Al_2O_3$, свидетельствующую о низкой степени зрелости и глинистой связующей массе, нередко состоящей из Na-монтмориллонита, содержат обломочные алюмосиликаты, в том числе Na-плагиоклазы.

Связь натровых осадков с отложениями невысокой степени зрелости при соответствующем составе пород в областях питания проявляется не только в песчаных, но и в глинистых отложениях (Nanz, 1953; Pettijohn, Bastron, 1959). Так, в тонкослоистых аргиллитах протерозоя (верхний гурон Канадского щита, тиллиты формации Гоуганда, Семихатов, 1974), так же как и в связующей массе не сортированных глыбовых конгломератов, выявлено отношение $K_2O : Na_2O$ от 1 : 2 до 1 : 3 (Pettijohn, Bastron, 1959).

Другой причиной появления высоких содержаний натрия в терригенных осадках является присутствие анальцима и аутигенного альбита, количество которых может превалировать, и породы переходят в «анальцимолиты» и «альбитолиты» (Левина, 1959). Анальцим, как обычно предполагают, возникает в условиях отсутствия вулканизма при реакциях алюмосиликатов донного осадка и особого, насыщенного Na порового раствора, который может возникать как в континентальных условиях (среди красноцветов), так и в периодически осолоняющихся морских лагунах. Анальцимовые толщи широко распространены на всех континентах (Deffeyes, 1959). Обычно это песчаные или алевролитовые отложения, имеющие мощность от нескольких метров до десятков метров. Содержание Na_2O составляет 7—8 вес.%, SiO_2 — 45—57%. В минеральном составе количество анальцима обычно 15—40%, при содержании полевых шпатов до 25% (High, Picard, 1965, и др.).

В терригенных отложениях различного возраста констатировано широкое распространение натровых цеолитов, количество которых достаточно для промышленного использования (клиноптилолит, Shepard, 1971), а образование связано с реакциями между осадком и поровым раствором. В определенных случаях, вероятно, необходимо учитывать возможность возникновения в терригенных осадках натроалунита — $NaAl_3(SO_4)_2(OH)_6$, образующегося, например, за счет окисления пирита и в условиях высокой степени аридности климата, даусонита — $NaAlCO_3(OH)_2$, количество которого в частности в формации Грин Ривер, как полагают, достаточно, чтобы перекрыть все известные на сегодня запасы алюминиевого сырья в США (Loughnan, Goldbery, 1972). Очевидно, что толщи такого типа могли иметь региональное распространение также и в докембрии и занимать значительное место в разрезах седиментогенных отложений.

Естественно считать, что при метаморфизме толщ с высоким исходным содержанием Na_2O могут возникнуть щелочные, в частности эгириновые и нефелиновые кристаллические сланцы и гнейсы (Coombs, 1965), как, например, сиенитовые мигматиты, описанные на Кольском полуострове (Бондаренко, Дагелайский, 1968). При этом вероятны следующие реакции (Coombs, 1965; Thompson, 1973):

1) в комплексах низких давлений:

$$2NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O = NaAlSi_3O_8 + NaAlSiO_4 + 2H_2O$$

анальцим ⟶ альбит + нефелин + вода;

2) в присутствии кварца:

$$NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O + SiO_2 = NaAlSi_3O_8 + H_2O$$

анальцим + кварц ⟶ альбит + вода

3) в комплексах высоких давлений:

$$NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O = NaAlSi_2O_6 + H_2O$$

анальцим ⟶ жадеит + вода.

Таким образом, следует полагать, что обилие натровых отложений в докембрии может иметь несколько объяснений, требующих конкретного индивидуального решения в каждом отдельном случае. Очевидно, что это область предстоящих исследований на основе генетической петрохимии.

СОХРАННОСТЬ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Применительно к задачам генетической петрохимии важно рассмотреть влияние метаморфизма (в широком смысле слова) на химизм исходных пород, определяющее и ограничивающее петрохимико-генетические реконструкции, хотя в целом, как показывают обзорные работы, для большинства случаев может быть принята модель изохимического метаморфизма (Добрецов, 1970; Кепежинскас, 1973; Розен, 1975а).

Таблица 29

Оценка значимости различий* между средними содержаниями окислов для групп пелитов по t-критерию Стьюдента ($t_{0,1} \cong 2,6$)

Сравниваемые пары	Рассчитанные величины						
	TiO_2	Al_2O_3	Σ Fe в виде Fe_2O_3	MgO	Na_2O	K_2O	$Na_2O + K_2O$
I—II	0,0	0,90	0,82	2,15	1,83	0,60	1,02
II—III	2,4	0,2	2,54	1,58	0,40	1,77	2,12
III—IV	1,69	0,80	0,0	1,03	0,0	0,20	0,17

* Все различия не значимы с вероятностью 99% (Кепежинскас, 1973).

Примечание. Группы сланцев: I—дозеленосланцевой зоны; II—фации зеленых сланцев; III—гранатовой и ставролитовой зон; IV—силлиманит-мусковитовой зоны.

Опыт современного изучения стратиграфии и литологии метаморфических толщ показывает, что при региональном метаморфизме не наблюдается гомогенизации вещества преобразующихся пород, сохраняются их исходные слоистость, текстуры и другие свойства (Завалишин, Львова, 1954; Сидоренко, Лунева, 1961 и др.).

Детальные исследования конкретных типов пород в определенных регионах, где наблюдается изменение степени регионального метаморфизма при переходе вдоль по простиранию пластов, проведенные с целью установления химических изменений в этих условиях, приводят авторов к достаточно обоснованному выводу о практически полной сохранности, за незначительным исключением, состава пород в процессе метаморфизма вплоть до наиболее глубинных условий амфиболитовой фации с весьма высокой (как, например, показано в табл. 29), степенью математической надежности (Shaw, 1956; Хильтова и др., 1969; Miyashiro, Haramura, 1966; Lodemann, 1970; Добрецов, 1970; Кепежинскас, 1973). Существенно также то, что подобные процессы контактного метаморфизма также протекают изохимически (Goldschmidt, 1911; Ревердатто, 1972; Пламеневская, Царева, 1970 и др.). Устойчивость состава проявляется и в том, что с увеличением метаморфизма сохраняются корреляционные связи между

Таблица 30

Коэффициенты корреляции между содержаниями главных компонентов в метапелитах различных ступеней метаморфизма

Компоненты	SiO_2	Al_2O_3	Fe	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
П. п. п.	—0,01	0,50	—0,03	—0,29	—0,12	—0,48	—0,12
	—0,06	0,15	0,14	—0,01	—0,18	—0,13	—0,09
	—0,20	0,23	0,08	—	—0,27	—0,16	0,16
	—0,05	0,18	0,05	—0,17	—0,33	—0,14	0,24
K_2O	—0,13	0,13	—0,19	—0,04	—0,28	—0,36	
	—0,11	0,29	—0,44	—0,28	—0,33	—0,67	
	—0,25	0,30	—0,26	—0,29	—0,30	—0,25	
	—0,32	0,017	—0,04	—0,25	—0,39	—0,21	
Na_2O	—0,01	—0,37	—0,01	0,18	0,08		
	—0,01	—0,31	0,05	0,08	0,34		
	0,008	—0,40	—0,12	0,15	0,65		
	0,08	—0,51	0,03	0,22	0,53		
CaO	—0,15	—0,10	—0,03	0,22			
	—0,25	—0,40	0,14	0,34			
	—0,05	—0,42	—0,006	0,19			
	—0,05	—0,43	—0,07	0,52			
MgO	—0,49	—0,28	—0,27				
	—0,47	—0,25	0,28				
	—0,22	—0,43	0,42				
	—0,31	—0,43	0,41				
Fe	—0,55	—0,20					
	—0,5	—0,19					
	—0,45	—0,28					
	—0,41	—0,28					
Al_2O_3	—0,40						
	—0,40						
	—0,47						
	—0,49						

Примечание. Четыре строки в каждом столбце соответствуют зонам метаморфизма (сверху вниз): I—дозеленосланцевой зоне [n (число проб) = 83, r (критическое значение коэффициента корреляции) = 0,22]; II—фации зеленых сланцев ($n = 87$, $r = 0,20$); III—гранатовой и ставролитовой зонам ($n = 136$, $r = 0,17$); IV — силлиманит-мусковитовой зоне ($n = 69$, $r = 0,24$) (Кепежинскас, 1973).

элементами (табл. 30) (Кепежинскас, 1973; Бурков, Дюфур, 1973). Используя экспериментальные данные, удается показать (Розен, 1975а), что состав флюида при метаморфизме в общем

случае — для сиалической земной коры — определяется составом пород, и его давление близко к общему давлению.

На основании использования большинства известных в настоящее время серий анализов и данных по различным типам метаморфических поясов А. А. Маракушев (1975) пришел к выводу о том, что на первых этапах метаморфизма привносится главным образом натрий, позднее — калий, причем как тот, так и другой тип процесса обнаруживает связь с исходным составом пород (базальтоидным и пелитовым соответственно), а изменения химического состава оказываются при этом не столь значительны, чтобы затушевать главные петрохимические различия исходных отложений.

В связи с обсуждением проблемы гранитообразования возникла группа гипотез, которые рассматривают нарастающий метаморфизм, в частности пелитовых пород, как процесс постепенного изменения состава исходных пород и приближения его к граниту. Удается подобрать, как полагают авторы, ряд непрерывно, постепенно и направленно изменяющихся пород, например: глинистый сланец—филлит—двуслюдяной сланец—двуслюдяной гнейс—гранит (Лападю-Арг, 1953; Фролова, 1962). В этом случае не удается достоверно доказать, что состав исходных пород был одинаков. Эти данные, по существу, являются эмпирической основой представлений о «региональном метасоматозе».

Эксперименты по гранитообразованию показали, что достаточно отчетливо выделяются две существенно различные стадии: первая, до определенного уровня T и P, когда идет равномерная перекристаллизация пород (отвечающая изохимическому метаморфизму в собственном смысле слова), и вторая, когда порода разделяется, и при селективном плавлении возникает и отделяется гранитный расплав, первоначального состава, близкого к аляскиту, и остается твердый «остаток». В метаморфических толщах — это время появления мигматитов и анатектических гранитов (Винклер, 1969; Менерт, 1971). Этот процесс, являющийся началом гранитообразования, уже не может рассматриваться как изохимический применительно к каждой из возникающих пород в отдельности.

По региональным наблюдениям (Лобач-Жученко и др., 1972; Добрецов, 1970; Петров, Макрыгина, 1975), состав метаморфических пород и гранитоидов в сумме оказывается эквивалентным составу исходных пород. Вариации для толщ и целых регионов различных частей земного шара, охваченных метаморфизмом и анатексисом, носят вполне случайный характер и обусловлены латеральной неоднородностью исходных пород для петрогенных и связанных с ними элементов-примесей (Ронов и др., 1977).

Процесс комплементарной гранитизации — общее изменение состава в связи с «дегранитизацией», проявлен, как предполагают (A. Engel, C. Engel, 1958a, b; Ramberg, 1951 и др.), в соотношениях химизма пород амфиболитовой и гранулитовой фа-

ций, но данных для доказательства этих эффектов еще недостаточно (не учтены объемы пород, не выявлена статистическая значимость различий). На основании статистических сопоставлений устанавливается базификация основных пород, предположительно сопровождаемая комплементарным, противоположным процессом в ассоциирующихся кислых породах (Розен, 1975б); оба процесса приводят к усилению контраста в слоистых разрезах, но по своим масштабам не выходят за пределы модели изохимического метаморфизма.

Можно констатировать, что за пределами зон гранитизации и гранитообразования, равно как и других отчетливых проявлений метасоматоза, т. е. в областях развития процессов, отвечающих понятию регионального метаморфизма, изохимический характер процессов метаморфизма не вызывает сомнений. Есть основания предполагать, что при этом повышается степень химической однородности пород и степень контрастности переслаивающихся отложений. Метаморфический флюид по составу непосредственно связан с исходными породами.

Следовательно, использование петрохимических реконструкций приводит к реальным и вполне достоверным результатам. Ограничением является то, что изохимическая модель, справедливая в целом, опирается на статистические методы, поэтому в частных, отдельных случаях возможны отклонения, и ее использование тогда требует общего анализа петрологической ситуации.

В заключение необходимо подчеркнуть, что генетическая петрохимия кристаллических комплексов докембрия, опирающаяся на единый принцип изучения всей геологической истории Земли (Сидоренко, 1969), является одним из наиболее перспективных инструментов познания палеогеологии древнейших этапов развития планеты применительно к магматической и осадочной эволюции ее твердой внешней оболочки.

Глава II

СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

ПРОБЛЕМА УСТАНОВЛЕНИЯ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ ГЛУБОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

Решение главной проблемы осадочно-метаморфической геологии докембрия на изотопном уровне означает комплексное изотопное (O, H, C, S, N, Si и др.) изучение орто-и парапород докембрия (амфиболитов, эклогитов, гранулитов, гранитов

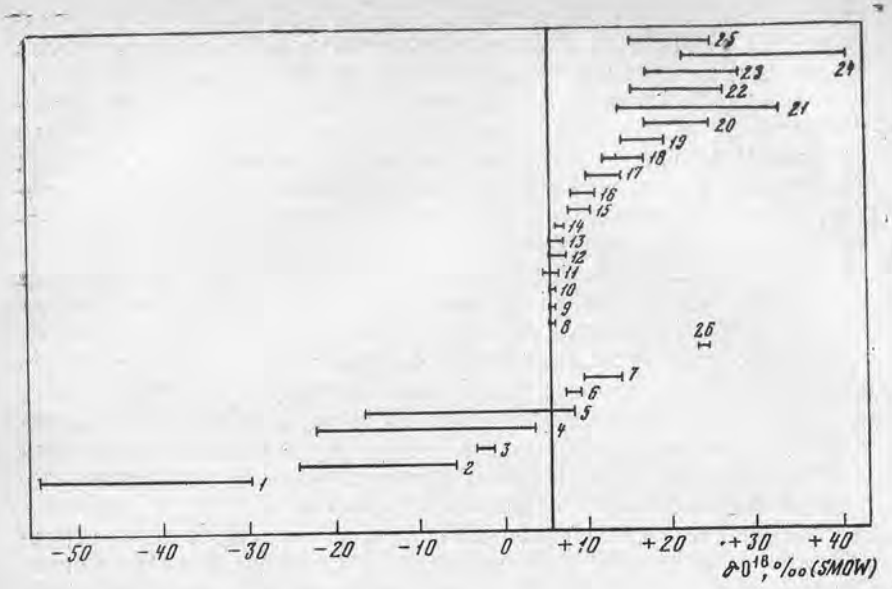


Рис. 38. Распределение изотопов кислорода в земной коре (суммированы мировые данные на 1976 г.)

1 — континентальные льды; *2—7* — воды: *2* — метеорные, *3* — океанические, *4* — термальные, *5* — формационные, *6* — магматические, *7* — метаморфические; *8* — метеориты; *9* — лунные породы; *10* — первичное вещество Земли; *11* — ультраосновные породы; *12* — базальты, габбро; *13* — андезиты; *14* — сиениты, трахиты; *15* — граниты, гранодиориты; *16* — гранито-гнейсы; *17* — гнейсы; *18* — кристаллические сланцы; *19* — глинистые сланцы; *20* — мраморы; *21* — кремнистые сланцы; *22* — глинистые породы; *23* — карбонатные породы; *24* — кремнистые породы; *25* — современные океанические осадки; *26* — атмосфера

и т. д.) с целью разработки изотопных критериев выделения осадочно-метаморфогенного и магматогенного петрогенезиса.

Наиболее перспективным представляется изотопно-кислородный метод, что связано как с характерными чертами геохимии изотопов кислорода в земной коре, так и с тем очевидным обстоятельством, что кислород является ведущим петрогенным элементом земной коры.

Вариации изотопного состава кислорода в природе (рис. 38) достигают ~100‰, причем наибольшее фракционирование изотопов кислорода для минералов и пород литосферы обусловлено изотопным обменом осадков с поверхностными водами при низких температурах, а наименьшее фракционирование — высокотемпературными процессами обмена осадочных пород с водами гидросферы при региональном метаморфизме, гранитизации и магматизме. Максимальные значения фракционирования для вод гидросферы связаны с сопряженными процессами испарения — конденсации, которые являются в конечном итоге изотопно-равновесными процессами.

Основной тенденцией в распределении изотопов кислорода в литосфере является максимальное накопление O^{18} в осадочных породах и минимальное его содержание в изверженных (см. рис. 38).

Ведущим процессом формирования изотопного состава кислорода осадочных пород являются изотопно-обменные реакции между осадками и водой в ходе их образования. Силикатные и карбонатные минералы, образовавшиеся при температурах земной поверхности в контакте с морской или метеорной водой, благодаря высоким значениям K (константа изотопно-обменной реакции) при этих температурах, имеют более высокие значения δO^{18}, чем одноименные минералы изверженных и метаморфических пород.

Осадочные породы показывают значительную дисперсию содержания в них O^{18}. В процессе метаморфизма осадочные породы теряют преимущественно тяжелый изотоп кислорода O^{18}. Эти изменения в изотопном составе кислорода тем больше, чем больше степень метаморфизма пород (Taylor, Epstein, 1962; Донцова, Миловский, 1967; Garlick, Epstein, 1967; Garlick, 1969).

Это важное явление в геохимии изотопов кислорода обусловлено тем, что метаморфические изменения осадочных пород происходят при температурах более высоких, чем температуры осадкообразования, и, следовательно, этот процесс характеризуется более низкими значениями констант равновесия изотопов кислорода в системе силикат—вода. Это приводит к уменьшению содержания изотопа O^{18} в метаморфических первично осадочных породах с общей закономерностью: прогрессивный региональный метаморфизм постепенно приближает изотопный состав кислорода осадочно-метаморфических пород к значениям δO^{18}, свойственным гранитам.

Распределение изотопов кислорода в метаморфических породах определяется рядом факторов: величиной δO^{18} исходной осадочной породы, степенью достижения изотопного равновесия между минералами и водой, участвующей в процессе метаморфизма, температурой метаморфизма, а также возможным локальным изотопно-кислородным обменом между метаморфизующейся породой и находящимися в контакте с ней различными по генезису и изотопному составу породами, одновременно претерпевающими метаморфизм.

В изверженных породах четко проявляется тенденция к возрастанию величины δO^{18} при переходе от ультраосновных пород к кислым.

Следствием изотопно-обменных реакций служит исключительно постоянная последовательность минералов относительно их способности к равновесному концентрированию тяжелого изотопа кислорода O^{18}. Породообразующие минералы изверженных и метаморфических пород располагаются в закономерный ряд по степени уменьшения равновесной величины δO^{18} (Garlick, 1969):

1) кварц, доломит (ангидрит); 2) щелочной полевой шпат, кальцит, арагонит; 3) лейцит; 4) мусковит, нефелин; 5) анортит (кианит); 6) глаукофан (ставролит); 7) лавсонит; 8) гранат, пироксены, амфиболы; 9) биотит; 10) оливин (сфен); 11) хлорит; 12) ильменит (рутил); 13) магнетит (гематит); 14) пирохлор.

Такой порядок минералов обусловлен кристаллохимическими причинами, т. е. определенным сродством кристаллической решетки кислородного минерала к O^{18}: например, чем более полимеризован силикат, тем более он концентрирует O^{18}. Исключение составляют гидроксилсодержащие минералы, что связано, вероятно, с особым положением гидроксил-иона в структуре минералов (Taylor, 1967).

Объяснение этому явлению дает теория изотопно-обменных реакций (Bigeleisen, 1965), согласно которой изотоп O^{18} будет предпочтительно концентрироваться в том химическом соединении, где его химическая связь сильнее. Основными факторами, определяющими изотопную характеристику минерала, являются сила химической связи между атомами кислорода и катионом, а также масса катиона.

Поэтому кварц максимально концентрирует O^{18} по сравнению со всеми другими силикатами — в кварце каждый атом кислорода прочно связан с двумя атомами кремния, причем связи Si=O в структурах силикатов самые сильные.

Изотопно-равновесный магнетит по сравнению с силикатами существенно обеднен O^{18}, так как связи Fe=O значительно слабее связей Si=O, а атомный вес Fe существенно выше, чем Si.

Относительно действия фактора массы в пределах кристаллохимически родственной группы кислородных минералов сформулировано общее правило (Тейлор, 1970): изоморфное замещение существенно влияет на изотопный состав кислорода минерала, если им затрагиваются основные по силе связи в структуре (как в случае замены Si на Al в четверной координации). Поэтому замена K на Na или Mg на Fe мало влияет на δO^{18} силиката до тех пор, пока кремне-кислородный или алюмо-кремне-кислородный каркас силиката не претерпевает кардинальных изменений. Иными словами, в известных пределах эффект катионного изоморфного замещения является второстепенным по сравнению с эффектом коренной перестройки кристаллической структуры минерала.

Таким образом, изотопия кислорода является достаточно чувствительным геохимическим индикатором установления — в равновесных или неравновесных условиях образована та или иная минеральная ассоциация, т. е. изотопия кислорода может помочь установить минеральные парагенезисы, связанные с многостадийностью петрогенного и особенно рудообразующего процесса.

В связи с доминирующей ролью термодинамических равновесий в геологических процессах можно констатировать, что изотопный состав кислорода отдельного компонента (минерал, порода) связан функциональной зависимостью с изотопным составом обменивающихся с ним других компонентов и константами равновесий K изотопно-обменных реакций; в свою очередь величина K — функция температуры. На основании этого изотопно-кислородные исследования природных образований дали принципиальную возможность оценить температуру образования минералов, а также установить тип растворов, из которых происходила кристаллизация минералов (O'Neil, Clayton, 1964; Тейлор, 1970; Onuma e. a., 1970; Hoefs, 1973; Bottinga, Javoy, 1973).

Следует отметить, что условия изотопного равновесия в системе минерал—вода полностью реализуются лишь во время кристаллизации минерала из раствора (в период образования или перестройки кристаллической решетки); в дальнейшем кинетика изотопного обмена контролируется диффузионными процессами в гетерогенных системах и слабо влияет на перераспределение изотопов между компонентами.

Величина изотопно-кислородного фракционирования между двумя или более сосуществующими минералами в условиях термодинамического изотопного равновесия является функцией температуры и может служить достаточно надежным и точным изотопным геотермометром.

В настоящее время разработан и с успехом используется для установления температуры минералообразования целый ряд геотермометров, основанных на фракционировании изотопов кислорода в следующих парах минералов: кварц — магнетит, кварц—гематит, кварц—биотит, кварц — мусковит, кварц — хлорит, плагиоклаз — пироксен, пироксен — магнетит, серпентин — магнетит и др. (рис. 39).

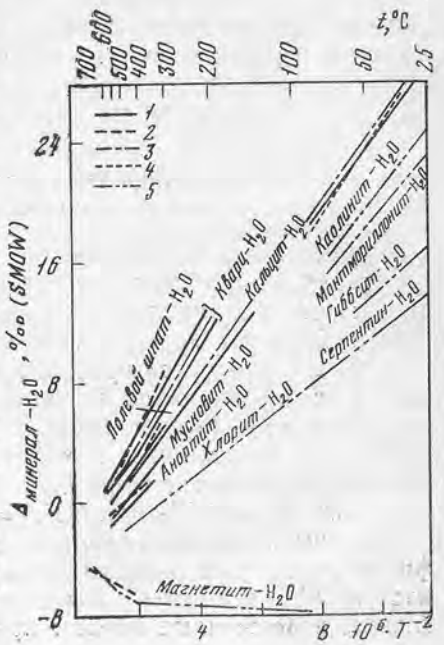


Рис. 39. Калибровочные кривые изотопно-кислородного фракционирования в системе минерал — вода (Taylor, 1974)

1 — экспериментальные калибровочные кривые; *2* — данные Боттинга и Джеви (Bottinga, Javoy, 1973); *3* — 1,0412, вместо 1,0407: CO_2—H_2O (25° C); *4* — расчетная кривая; *5* — эмпирические кривые

Необходимо отметить, что если в парагенетическую ассоциацию входит n кислородных минералов, то изотопно-кислородным методом можно получить $n-1$ значений температур образования этой минеральной ассоциации, причем, если полученные значения температур близки между собой, то температурный интервал образования данной ассоциации может быть установлен весьма надежно.

Особо следует подчеркнуть, что по сравнению с другими геотермометрами, например сфалерит-пирротиновым, парагонит-мусковитовым и другими, изотопно-кислородный геотермометр обладает большим преимуществом — он не зависит от фактора давления, так как объемный эффект изотопного обмена ничтожно мал (Clayton e. a., 1975).

Таким образом, закономерности поведения изотопов кислорода в различных геологических процессах, особенно тот факт, что исходные изотопные «записи» закономерно меняются (в основном для осадочных пород) или нередко сохраняются (в основном для изверженных пород) при региональном метаморфизме, позволяет рассматривать изотопный состав кислорода как надежный индикатор первичной природы глубокометаморфизованных пород докембрия.

Разработка изотопных критериев выделения орто- и парапород докембрия предполагает решение ряда вопросов как изотопного плана, связанных с выяснением характера и установления масштабов влияния метаморфизма на исходный состав осадочных и магматических пород, так и петрологического, связанных с изучением особенностей миграции вещества при региональном метаморфизме (поведение воды, углекислоты, щелочных и рудных элементов) и состоянием вещества пород на стадии ультраметаморфизма и гранитизации.

Изотопно-кислородная диагностика орто- и параамфиболитов

Возможности использования изотопно-кислородного метода для решения проблемы генезиса амфиболитов связаны со значительными различиями в изотопных характеристиках исходных пород. Так, для пород габбро-базальтового ряда, являющихся исходными для ортоамфиболитов, характерны низкие значения δO^{18} и узкий диапазон их вариаций от $+5{,}0$ до $+7{,}0‰$ при $\delta O_{ср}^{18} = +6{,}0‰$ (Taylor, 1968), тогда как для глинисто-карбонатных пород, являющихся исходными для параамфиболитов, свойственны высокие значения δO^{18} и широкий диапазон их вариаций от $+18{,}0$ до $+28{,}0‰$ при $\delta O_{ср}^{18} = +25{,}0‰$ (Garlick, 1969).

Как было отмечено выше, в процессе регионального метаморфизма осадочные породы теряют преимущественно тяжелый изотоп O^{18}, и эта потеря тем больше, чем выше степень метаморфизма; изверженные породы при региональном метаморфизме

сохраняют свойственные им низкие значения δO^{18} или несколько обогащаются тяжелым изотопом. Поэтому величина δO^{18} в первом приближении может характеризовать степень метаморфизма и исходную природу глубокометаморфизованной породы.

К настоящему времени выполнено два исследования амфиболитов с целью установления изотопных (O^{18}/O^{16}) критериев их первичной природы — это работа Шварца и Клейтона (Schwarcz, Clayton, 1965) и работа, проведенная нами под руководством академика А. В. Сидоренко (Сидоренко и др., 1972; Сидоренко и др., 1973; Борисова, 1973а, б, 1975).

Результаты, полученные Шварцем и Клейтоном, не позволили сделать достаточно определенный вывод относительно генезиса изученных ими амфиболитов, поскольку геологическая позиция последних, как правило, не давала оснований судить о том, к какому генетическому типу они принадлежат. Только амфиболиты района Чандос (Онтарио), которые бесспорно являются параамфиболитами, характеризовались значениями δO^{18}, свойственными этому генетическому типу, в связи с чем Шварц и Клейтон отметили, что для хорошо изученных в геологическом отношении районов со сравнительно простой историей метаморфизма можно различать по изотопному составу кислорода орто- и параамфиболиты. В целом же результаты этого исследования весьма показательны и будут рассмотрены в свете полученных нами данных для амфиболитов Кольского полуострова.

Учитывая опыт Шварца и Клейтона, изучение изотопного состава кислорода амфиболитов необходимо было начинать с геологически хорошо изученных объектов. Нами были выбраны всесторонне изученные геолого-геохимическими методами амфиболиты Кольского полуострова (комплексы Кейв и Полмос-Порос), принадлежность которых к пара- или ортотипам была достаточно обоснованной (Горбачев, 1971; Пара- и ортоамфиболиты..., 1972). На основании целого ряда значимых параметров в процессе геолого-геохимического исследования четко были выделены две генетические группы — пара- и ортоамфиболиты; для одних устанавливалась серия признаков, роднящих их с первично осадочными, а для других — с первично изверженными породами.

Изучение изотопного состава кислорода амфиболитов позволило выделить два различных диапазона вариаций значений δO^{18} при относительном постоянстве изотопного состава кислорода вмещающих кристаллических сланцев и гнейсов. При этом один диапазон значений δO^{18} ($+4{,}9 \div +7{,}2‰$, при среднем $+6{,}3‰$) характеризует в основном амфиболиты комплекса Кейв, а другой диапазон ($+10{,}2 \div +14{,}6$, при среднем $+11{,}9‰$) — бо́льшую часть амфиболитов комплекса Полмос-Порос. Анализ данных (рис. 40) приводит к вполне обоснованному заключению, что основную часть амфиболитов комплекса Кейв, согласс-

Рис. 40. Изотопный состав амфиболитов

1 — данные Шварца и Клейтона (Schwarcz, Clayton, 1965); *2* — наши данные (Сидоренко и др., 1973; Борисова, 1975); *3* — мировые данные

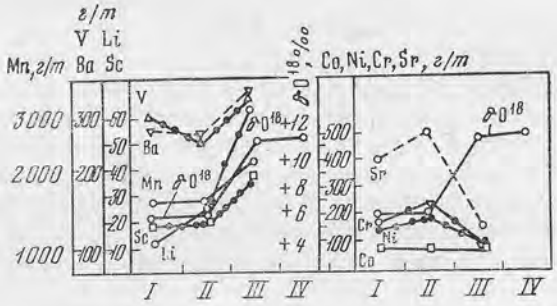


Рис. 41. Сравнение геохимических и изотопно-кислородных критериев пара- и ортоамфиболитов Кольского полуострова

I — габброиды, секущие амфиболиты, метамандельштейны; *II* — амфиболиты комплекса Кейв; *III* — амфиболиты комплекса Полмос-Порос; *IV* — кристаллические сланцы и гнейсы

но изотопно-кислородным данным, следует рассматривать как ортоамфиболиты, тогда как бо́льшую часть амфиболитов комплекса Полмос-Порос — как параамфиболиты, что находится в согласии с результатами геолого-геохимического изучения этих же амфиболитов (Пара- и ортоамфиболиты..., 1972).

Изотопно-кислородные данные, сопоставленные с характером вариаций различных элементов-примесей в пара- и ортоамфиболитах и их исходных породах (рис. 41), показывают, что изотоп O^{18} ведет себя аналогично таким элементам, как скандий, марганец, барий, ванадий и имеет противоположный характер поведения с такими элементами, как хром, никель, кобальт, стронций.

В то же время изотоп O^{18} имеет наибольшую идентичность уровней содержания в ортоамфиболитах и их исходных породах, чем указанные элементы-индикаторы. Все это доказывает, что

изотопный состав кислорода является надежным индикатором генезиса амфиболитов, поскольку наиболее полно сохраняет генетическую информацию по сравнению с другими имманентными свойствами породы.

На фоне хорошей сходимости геолого-геохимических и изотопных данных о природе изученных амфиболитов, заслуживает внимания случай, когда ортоамфиболиты и метамандельштейны, залегающие в верхних горизонтах разреза Западных Кейв (рис. 42, пробы П-22, П-23, П-26), характеризуются явно высокими для этого генетического типа значениями δO^{18} ($+10{,}3 \div +13{,}0‰$). Весь комплекс геолого-геохимических данных для этих амфиболитов свидетельствует о том, что они являются продуктами метаморфизма изверженных пород. Поэтому естественнее допустить, что при региональном метаморфизме габбро-базальтов происходили процессы, изменившие истинные значения δO^{18} ортоамфиболитов.

Следует отметить, что изменение изотопного состава кислорода ортоамфиболитов и появление аномальных для них значений δO^{18}, свойственных уже параамфиболитам, возможно либо при взаимодействии пластовых интрузий с карбонатными породами в процессе регионального метаморфизма, либо в результате ассимиляции карбонатов при внедрении интрузий габбро-базальтового состава.

Изотопный состав кислорода типичного параамфиболита может быть облегчен только при интенсивном изотопно-кислородном обмене с резервуаром, содержащим легкий кислород (такими являются только метеорные воды, имеющие $\delta O_{ср}^{18} = -7{,}0 \div -10{,}0‰$). Это чрезвычайно длительный процесс, требующий до некоторой степени специфических условий, поэтому он реализуется не всегда и не везде (Taylor, Forester, 1971; Taylor, 1974).

В связи с отмеченными выше причинами возможных аномалий, становится понятным обогащение рассматриваемых ортоамфиболитов изотопом O^{18}, поскольку их геологическое положение вблизи, а главное выше по разрезу карбонатных пород (см. рис. 42) со всей очевидностью указывает на карбонаты как на единственно реальный источник тяжелого изотопа кислорода (в нашем случае карбонаты имеют $\delta O_{ср}^{18} = +20{,}0‰$).

Расчеты, выполненные на основе уравнения изотопного материального баланса, показали, что процесс ассимиляции как основную причину аномалии следует исключить, так как в данном конкретном случае магма должна была бы ассимилировать от 33 до 43% карбонатного материала, чтобы обеспечить наблюдаемый изотопный сдвиг в ортоамфиболитах (Борисова, 1975). Однако при подобных масштабах ассимиляции мы должны были бы наблюдать не амфиболиты, а скорее ультраосновные щелочные породы. Кроме того, необходимо учитывать, что процесс декарбонатизации, неизбежно сопровождающий ассимиля-

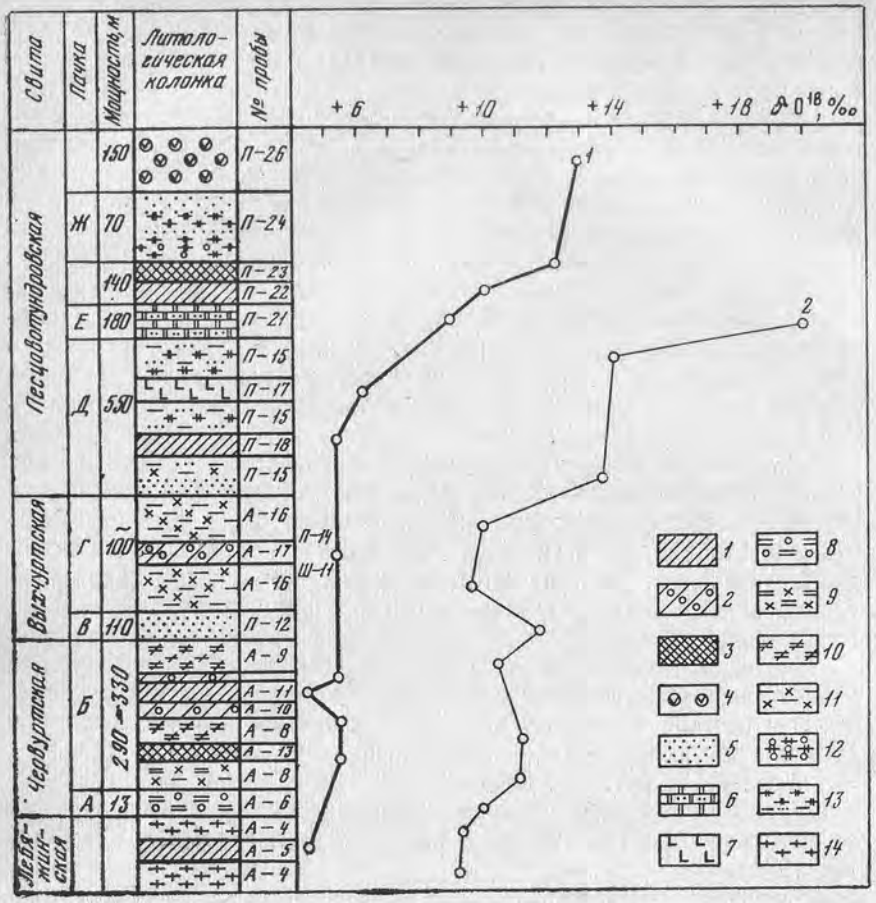


Рис. 42. Изотопный состав кислорода амфиболитов (*1*) и вмещающих пород (*2*) комплекса Кейв

1—4 — амфиболиты: *1* — полевошпатовые, *2* — гранатовые, *3* — тремолитовые, *4* — по мандельштейнам; *5* — слюдистые кварциты; *6* — доломиты; *7* — габбро-диабазы; *8—13* — сланцы: *8* — гранат-ставролитовые, *9* — ставролит-гранатовые, *10* — кианитовые, *11* — кианит-ставролитовые, *12* — гранат-двуслюдяные, *13* — двуслюдяные; *14* —биотитовые гнейсы

цию известняков и доломитов, высвобождает CO_2, обогащенную O^{18} по сравнению с исходными породами на 5‰ и более (Sheeh, Taylor, 1969), что потребует еще больших количеств ассимилированных карбонатов, чем рассчитанные 43%.

Таким образом, наиболее реальной причиной значительного обогащения ортоамфиболитов изотопом O^{18} является интенсивный изотопно-кислородный обмен между пластовыми интрузиями габбро-базальтов и первично осадочными карбонатными породами в процессе регионального метаморфизма. Принципиальная схема такого обмена представлена на рис. 43. Аналогичная картина утяжеления анортозитов Адирондака в процессе их изотопно-кислородного обмена с вмещающими карбонатами наблюдалась Тейлором (1970). Отсюда вытекает важный для правильной интерпретации изотопно-кислородных данных вывод о том, что случаи ассоциации ортоамфиболитов с карбонатными породами заслуживают особенно внимательного рассмотрения в связи с возможными аномалиями по вышеописанным причинам.

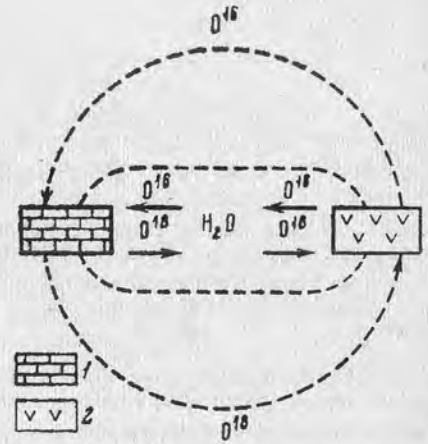


Рис. 43. Принципиальная схема изотопно-кислородного обмена между карбонатами (*1*) и габбро-базальтами (*2*) в процессе регионального метаморфизма

Следует отметить, что наша работа представляла собой по существу региональное изотопно-кислородное исследование амфиболитов и вмещающих их пород (кристаллических сланцев и гнейсов) Кольского полуострова, в результате которого была установлена интересная тенденция: постепенное обогащение тяжелым изотопом O^{18} как самих амфиболитов, так и вмещающих их пород в направлении простирания Кейвского синклинория с юго-востока на северо-запад. При этом указанная тенденция прослеживается для любых петрографических типов амфиболитов, изученных нами в Восточных, Центральных и Западных Кейвах (рис. 44).

Как правило, в каждом из названных районов комплекса Кейв вмещающие породы (кианитовые, кианит-ставролитовые, гранат-ставролитовые, гранат-двуслюдяные сланцы, слюдистые кварциты, гранат-биотитовые гнейсы и др.) характеризуются значениями δO^{18} ($+10 \div +16$‰), типичными для осадочно-метаморфических пород, и независимо от их состава всегда обогащены изотопом O^{18} относительно амфиболитов на $+4 \div +8{,}1$‰ (для комплекса Кейв) и на 2‰ (для комплекса Полмос-Порос). Это обогащение носит характер постепенного увеличения δO^{18} вмещающих пород: +9,7‰ для Восточных Кейв, +10,9‰ для Цент-

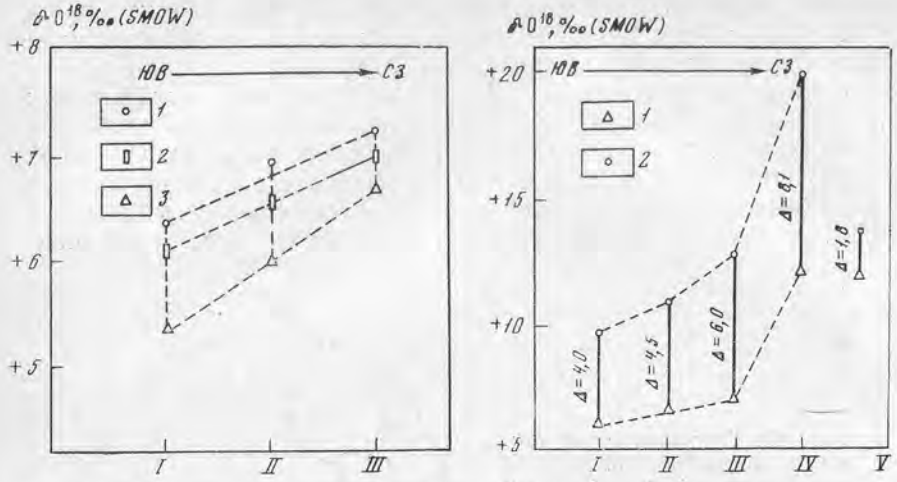


Рис. 44. Региональный характер фракционирования изотопного состава кислорода петрографических типов амфиболитов

I — Восточные Кейвы; *II* — Центральные Кейвы; *III* — Западные Кейвы
1—3 — петрографические типы амфиболитов: *1* — полевошпатовые, *2* — тремолитовые, *3* — гранатовые

Рис. 45. Изотопно-кислородное фракционирование между амфиболитами (*1*) и вмещающими породами (*2*) Кольского полуострова

I — Восточные Кейвы; *II* — Центральные Кейвы; *III* — Западные Кейвы; *IV* — Западные Кейвы (карбонатный разрез); *V* — Полмос-Порос

ральных, +12,7‰ для Западных Кейв и +13,7‰ для Полмос-Порос (рис. 45). Как видно, изотопно-кислородное фракционирование между амфиболитами и вмещающими породами закономерно увеличивается в этом же направлении, достигая максимальной величины (+8,1‰) для амфиболитов, ассоциирующих с карбонатными породами. Характер такой зависимости можно выразить функционально:

$$\delta O_I^{18} - \delta O_{II}^{18} = f(l),$$

где l — расстояние от юго-восточного до северо-западного окончания Кейвского синклинория; I — вмещающие породы; II — амфиболиты.

Установленная тенденция, на наш взгляд, обусловлена тем, что именно в этом направлении в разрезе комплекса Кейв шло постепенное увеличение участия карбонатного материала в образовании метаморфических пород — появление эпидотовых амфиболитов, содержащих в виде примесей кальцит и анкерит, а затем самостоятельных, довольно значительных отложений карбонатных пород, представленных доломитами. Региональный

характер изменения величин δO^{18} амфиболитов и вмещающих пород следует рассматривать как важное следствие закономерностей регионального метаморфизма, которое можно связывать с изотопно-кислородным обменом и процессом декарбонатизации, сопровождающими региональный метаморфизм осадочных пород.

Возвращаясь к результатам работы Шварца и Клейтона (Schwarcz, Clayton, 1965), следует отметить, что сами по себе значения δO^{18} изученных ими амфиболитов (неоднозначно различающихся на орто- и паратипы по геологическим данным) вполне отчетливо группируются вокруг средних значений δO^{18}, равных +7,5 и +10,2‰, которые довольно близки к полученным нами для амфиболитов Кольского полуострова: +6,3 и +11,9‰ соответственно для орто- и параамфиболитов.

Таким образом, каждый тип амфиболитов имеет свой, генетически обусловленный, закономерный диапазон значений δO^{18}, и есть все основания полагать, что конвергенция двух основных генетических типов амфиболитов на изотопном уровне достигается только при весьма специфических условиях (рассмотренных выше), которые красноречиво об этом свидетельствуют. Все это убеждает в надежности изотопно-кислородного метода для диагностики первичной природы амфиболитов.

Следует отметить, что изотопия серы также может быть использована для диагностики орто- и параамфиболитов. Так, например, А. А. Снежко и А. Л. Рабинович (1972) показали, что по изотопному составу серы (S^{34}/S^{32}) акцессорных сульфидов амфиболиты можно разделить на орто- или паратипы. Согласно этим данным, для геологически выделенных параамфиболитов характерны более высокие значения δS^{34} (+7,8÷÷+10,0‰), чем для ортоамфиболитов (+3,5÷+3,7‰).

Учитывая положительный опыт по разработке методов изотопной диагностики орто- и параамфиболитов, необходимо начать изотопные исследования широкого круга глубокометаморфизованных пород как основного (эклогиты, гранулиты и др.), так и кислого состава (гнейсы, граниты и др.), а также докембрийских соленосных пород, с которыми может быть связано образование карбонатитов, нефелиновых сиенитов и других щелочных пород.

Особое внимание следует обратить на необходимость проведения комплексных изотопных исследований орто- и парапород докембрия, т. е. необходимо использование всего арсенала стабильных изотопов (D/H, B^{11}/B^{10}, C^{13}/C^{12}, N^{15}/N^{14}, O^{18}/O^{16}, Si^{30}/Si^{28}, S^{34}/S^{32} и др.), которые могут помочь в решении рассматриваемой проблемы.

Дальнейшим развитием изотопных исследований глубокометаморфизованных пород является изотопно-водородное изучение гидроксильной воды, которое необходимо для получения ценной информации об общих закономерностях поведения воды

при региональном метаморфизме, ультраметаморфизме и гранитизации.

Пока еще не используются большие диагностические возможности изотопии рассеянных форм органического и карбонатного углерода в глубокометаморфизованных породах докембрия. Здесь необходимо учитывать, что восстановленные формы углерода (различные графитоиды) в общем случае более устойчивы при метаморфизме, чем карбонаты. Поэтому в осадочно-метаморфических комплексах докембрия в результате широко развитых процессов декарбонатизации отношение $C_{орг}/C_{карб}$ увеличивается, что должно приводить к значительно более легкому изотопному составу суммарного рассеянного углерода.

Весьма перспективно экспериментальное моделирование на изотопном уровне процессов метаморфизма осадочных и магматических пород, что должно дать много нового для правильного понимания особенностей происхождения глубокометаморфизованных пород, их исходной природы, а также физико-химических условий и механизма их метаморфических преобразований.

Можно полагать, что все вышеуказанные исследования приведут в конечном итоге к созданию целого комплекса методов изотопной диагностики процессов осадочно-метаморфогенного породообразования и, весьма вероятно, к отрицанию «магматической» природы многих типов глубокометаморфизованных пород докембрия.

Изотопные особенности региональных щелочных метасоматитов докембрия

Особое место в проблеме орто- и парапород докембрия в широком понимании этих терминов, т. е. не только в плане первичной природы исходных пород, но и в плане эндогенной или экзогенной природы флюидов, участвовавших в процессах образования глубокометаморфизованных пород, занимают региональные щелочные метасоматиты докембрия.

В последние годы заметно усилился интерес к генетическому аспекту щелочных метасоматитов зон региональных разломов докембрийских щитов (Белевцев, Гречишников, 1975; Казанский, Лаверов, 1974; Кушев, 1972; Тугаринов, 1972) в связи с тем, что с ними связаны промышленные месторождения урана. В этом отношении несомненный интерес представляло использование стабильных изотопов кислорода и углерода, способных помочь в решении именно генетических проблем петрологии и металлогении региональных щелочных метасоматитов.

Рассмотрим результаты недавно проведенного (Борщевский и др., 1976) комплексного изотопного исследования ураноносных щелочных метасоматитов докембрийского щита, в пределах

которого изучены зоны альбитизации, развитые как по ультраметаморфическим породам, так и по породам зеленосланцевой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма.

На основе данных, полученных при изучении закономерностей распределения изотопов кислорода и углерода в натрово-карбонатных метасоматитах и рудных зонах, была сделана попытка решения таких вопросов, как генетическая природа углекисловодных растворов, вызывавших метасоматоз и рудную минерализацию; температурный диапазон метасоматического процесса; источник углерода метасоматических карбонатов и металло-карбонатных комплексов, участвовавших в рудообразовании.

Поскольку данное исследование являлось первым опытом изотопного изучения ураноносных щелочных метасоматитов докембрия, то в качестве основного объекта комплексных исследований был выбран докембрийский ультраметаморфический комплекс, достаточно полно изученный в геолого-геохимическом отношении (Казанский и др., 1968; Кушев, 1972; Казанский, Лаверов, 1974). Комплекс сложен чередующимися пластовыми телами гнейсов, мигматитов, гранитов, подвергшихся в зонах тектонических нарушений регионального масштаба метасоматическому преобразованию в альбититы, содержащие урановое оруденение, представленное преимущественно силикатами урана типа ненадкевита и коффинита и в меньшем количестве окислами и титанатами урана.

Было изучено более 150 проб альбититов, включая ассоциирующие с ними карбонаты (кальциты), и исходных пород (гнейсы, мигматиты, граниты) из трех рудных районов и альбититы, развитые по метаморфическим породам (магнетит-амфиболовые сланцы) и расположенные за пределами рудных полей.

Для выяснения зависимости изотопного состава кислорода и углерода от степени альбитизации и оруденения результаты изотопных анализов сопоставлены с данными химического анализа на соответствующих графиках в координатах δO^{18}, δC^{13} — Na_2O, концентрация рудного компонента (рис. 46—49).

Довольно высокие значения δO^{18} и близкие их вариации для всех типов неизмененных пород гранито-гнейсового комплекса, а также идентичность их средних значений (табл. 31) свидетельствуют об осадочно-метаморфической (ультраметаморфической) природе всех пород комплекса. Показательно также, что значения δO^{18} указанных пород, многократно чередующихся в разрезе, заметно варьируют, оставаясь достаточно устойчивыми для близких в петрографическом отношении пластов. Подобные вариации, вероятнее всего, связаны с различиями в литологическом составе исходных осадочных пород.

В то же время распределение значений δO^{18} альбититов по разрезу метаморфического комплекса соответствует характеру попластового развития щелочного метасоматоза, причем этот

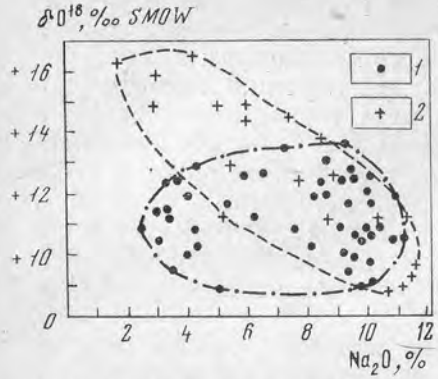


Рис. 46. Изотопный состав кислорода гранито-гнейсов (*1*) и магнетит-амфиболовых сланцев (*2*) и их альбитизированных аналогов

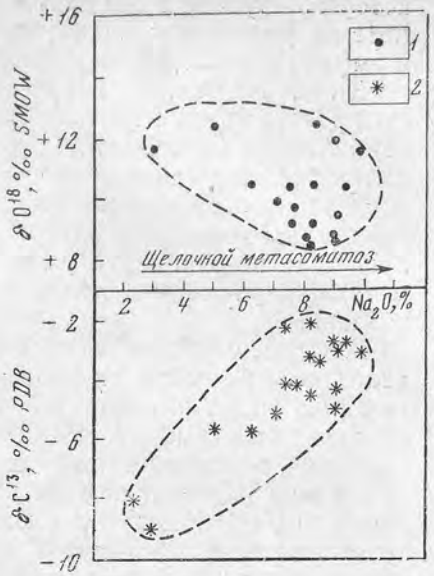


Рис. 47. Эволюция изотопного состава кислорода (*1*) и углерода (*2*) метасоматических карбонатов в процессе альбитизации гранито-гнейсов

процесс не приводил к изотопно-кислородной гомогенизации, а альбититы в основном наследуют изотопный состав кислорода исходных пород. В этом отношении интересно отметить весьма характерную черту альбититов, заключающуюся в том, что они четко повторяют текстурно-структурный рисунок замещенных пород: трахитоидность, порфировидность, мигматитовую полосчатость и т. д. (Казанский и др., 1968; Кушев, 1972). Следовательно, полученные результаты указывают на то, что процесс альбитизации гранито-гнейсовых пород не приводил к изменению их изотопного состава. Как можно видеть (см. рис. 46), значения δO^{18} находятся в пределах $+9 \div +13{,}6‰$ и не зависят от степени альбитизации пород.

В отличие от пород гранито-гнейсового комплекса магнетит-амфиболовые сланцы, расположенные в пределах этого же щита и подвергшиеся щелочному метасоматозу, в значительной мере изменяют свой изотопный состав (см. табл. 31; рис. 46).

В то же время средний изотопный состав кислорода альбититов, развитых как по гранито-гнейсам, так и по амфиболовым сланцам, практически идентичен и характеризуется величинами $+11{,}0$ и $+10{,}8‰$ соответственно.

Отсюда следует, что растворы, вызывавшие региональный щелочной метасоматоз, в изотопно-кислородном отношении, а возможно, и по своему химизму аналогичны растворам, участвующим в региональном метаморфизме, ультраметаморфизме и гранитизации, поскольку они не изменили изотопный состав кислорода пород гранито-гнейсового комплекса и в то же время

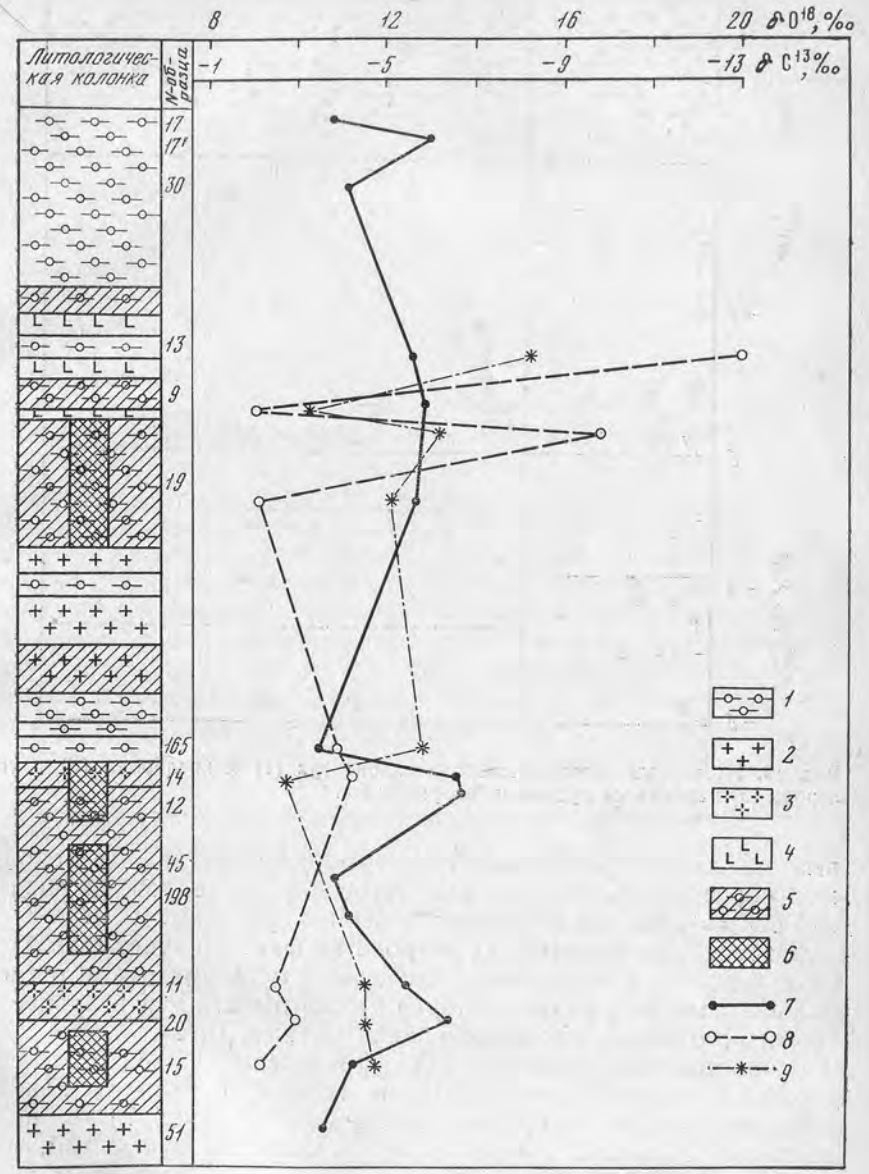


Рис. 48. Вариации изотопного состава кислорода альбититов и исходных пород и кислорода и углерода карбонатов (гранито-гнейсовый комплекс)

1 — мигматит; *2* — гранит гнейсовидный; *3* — гранит аплит-пегматоидный; *4* — дайки диабаза; *5* — альбитит; *6* — рудная зона; *7* — δO^{18} альбититов; *8* — δO^{18} карбонатов; *9* — δC^{13} карбонатов

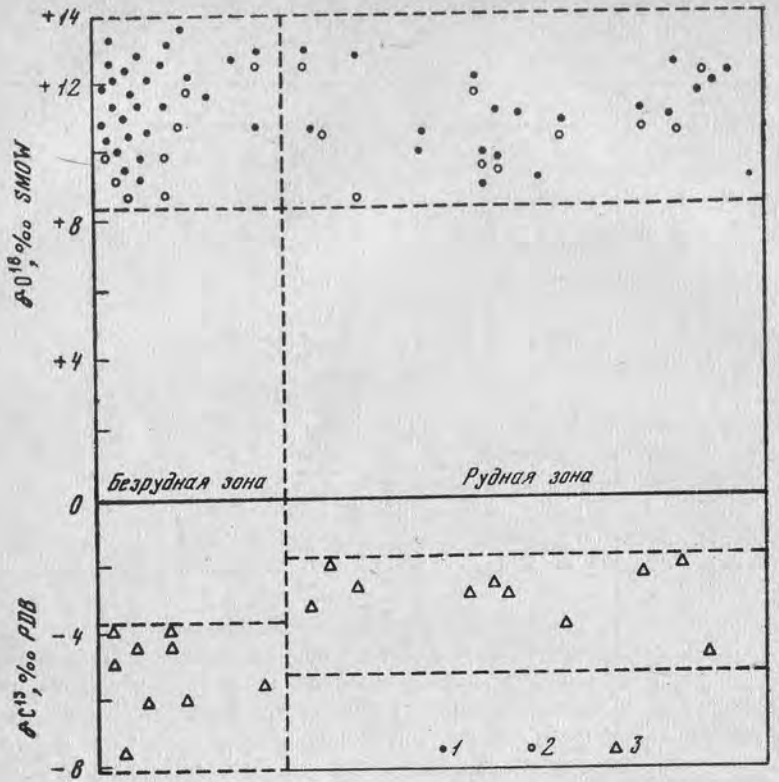


Рис. 49. Изотопный состав кислорода альбититов (*1*) и кислорода (*2*) и углерода (*3*) карбонатов рудных и безрудных зон

вызвали характерное изменение изотопного состава кислорода метаморфических пород амфиболитовой фации вплоть до значений $\delta O^{18} = +9‰$, свойственных типичным гранитам.

Этот весьма важный для петрологии факт означает генетическую близость регионального щелочного метасоматоза и регионального метаморфизма, которая также выявляется в процессе геолого-геохимических исследований (Кушев, 1972).

Сопоставление значений δO^{18} урановосных альбититов, содержащих рудные компоненты, не позволило выявить какой-либо зависимости. Отсутствие изменений δO^{18} альбититов, подвергшихся урановой минерализации, свидетельствует о том, что рудоносные растворы находились в изотопно-кислородном равновесии с альбититами и были генетически с ними связаны. Не исключено, что в процессе рудообразования участвовали те же растворы, которые вызывали альбитизацию пород. Следовательно, изотопный состав кислорода альбититов не может служить критерием оруденения.

Таблица 31

Изотопный состав кислорода ультраметаморфических и метаморфических пород и их альбитизированных аналогов

Порода	δO^{18}, ‰ (SMOW)			
	Неизмененные		Альбитизированные	
	среднее	вариации	среднее	вариации
Гранито-гнейсовый комплекс				
Гнейсы	11,5	10,1—13,6	12,0	10,7—12,7
Мигматиты	11,2	10,0—13,6	11,5	10,5—12,6
Граниты	10,1	9,0—11,5	10,4	9,0—11,5
Метаморфический комплекс				
Кристаллические сланцы	15,2	12,0—16,6	10,8	9,0—13,6

Особый интерес представляли изотопные исследования карбонатных минералов, так как именно натрово-углекислые растворы вызывали альбитизацию, а с карбонатной стадией щелочного метасоматоза связывается урановое оруденение.

Изотопный состав кислорода и углерода метасоматических кальцитов ультраметаморфического комплекса, образующих тонкие прожилки и гнезда в альбититах, характеризуется значениями $\delta O^{18}_{ср} = +10,3‰$ ($+8,7 \div +19,7‰$) и $\delta C^{13}_{ср} = -4,4‰$ (от $-2,2$ до $-9‰$), которые более характерны для карбонатитов и гидротермальных карбонатов, чем для осадочно-метаморфических карбонатов.

В связи с тем, что гранито-гнейсовый комплекс имеет первично осадочную природу, о чем свидетельствуют данные по изотопному составу кислорода альбититов и исходных пород, а также учитывая, что ювенильные флюиды не принимали участия в образовании региональных щелочных метасоматитов (Сидоренко, Борщевский, 1975), вполне естественно полагать, что кальциты альбитизированных зон гранито-гнейсового комплекса представляют собой мобилизованные процессом щелочного метасоматоза первично осадочные карбонаты, генетически относящиеся к данному комплексу. Изученные нами пластовые тела карбонатов мощностью 1—3 м, залегающие в аналогичной гранито-гнейсовой толще в соседнем районе, имеют значения $\delta O^{18}_{ср} = +17‰$ (от $+14,3$ до $+19,3‰$) и $\delta C^{13}_{ср} = -0,9‰$ (от $+1,4$ до $-3,4‰$), действительно свойственные первично осадочным морским карбонатам, испытавшим региональный метаморфизм.

Таким образом, необходимо найти объяснение более легкому ($\delta C^{13} = -9,0‰$) и значительно варьирующему (δC^{13} от $-2,2$ до $-9,0‰$) изотопному составу углерода метасоматиче-

ских кальцитов, чем это свойственно осадочно-метаморфическим карбонатам, если считать, что изученные кальциты имеют первично осадочную природу.

Характер эволюции изотопного состава кислорода и углерода метасоматических карбонатов (см. рис. 47) в процессе альбитизации пород гранито-гнейсового комплекса говорит об активном участии карбонат-иона и CO_2 в щелочном метасоматозе; а обратная зависимость δC^{13} и δO^{18} карбонатов от степени альбитизации свидетельствует о том, что изотопный состав карбонатов формировался при температуре ниже 130°, т. е. ниже температуры инверсии термодинамического изотопного эффекта в системе $CO_2 = CO_3^{--}$, в результате которого карбонат-ион обогащался изотопом C^{13}.

Обращает на себя внимание отчетливо выраженное попластовое распределение значений δC^{13} и δO^{18} карбонатов (см. рис. 48), которые заметно варьируют от одного пластового тела к другому, оставаясь в то же время близкими для одинаковых по петрографическому составу и степени альбитизации пластов.

Попластовый характер распределения значений δC^{13} и δO^{18} карбонатов, с одной стороны, свидетельствует о том, что температурный фактор не играл определяющей роли в распределении изотопов углерода и кислорода в альбитизированных породах гранито-гнейсового комплекса, т. е. в пределах комплекса заметный температурный градиент отсутствовал, а с другой — говорит о том, что на заключительной стадии метасоматоза отсутствовало переотложение карбонатов, которое бы привело к гомогенизации их изотопного состава.

В связи с тем, что изотопный состав углерода карбонатов из почти неизмененных мигматитов характеризуется значениями $\delta C^{13} = -9‰$, можно принять указанную величину за исходный изотопный состав метасоматического углерода. По нашему мнению, столь «легкий» изотопный состав следует связывать с вовлечением в метасоматический процесс углерода рассеянного органического вещества исходных осадочно-метаморфических пород.

Согласно А. И. Тугаринову (1972), растворы, обогащенные углекислотой и кислородом, необходимым для окисления урана и перевода его в легкорастворимые соединения уранила, обусловили зарождение рудоносных растворов в толщах, накопивших предварительно, в ходе осадкообразования, значительные количества урана. Можно полагать, что окислительный потенциал метасоматических растворов был достаточно высок и мобилизация урана из продуктивных горизонтов путем его окисления до уранил-иона могла сопровождаться также окислением органического вещества, с которым чаще всего связан уран в осадочных породах, и появлением биогенной изотопно-легкой углекислоты. Здесь важно подчеркнуть, что реально природную окислительную обстановку создает только присутствие свободного

кислорода, тогда как восстановительную обстановку создает преобразующееся биогенное органическое вещество. Следовательно, этот процесс должен был обусловить облегчение изотопного состава углерода метасоматических карбонатов. Доля такой, биогенной по своей природе углекислоты в карбонатном метасоматозе могла составлять, по нашим расчетам, от 8 до 30%.

Не исключена также возможность изотопно-углеродного обмена между карбонатным углеродом и органическим веществом в процессе метаморфизма и щелочного метасоматоза. Такой обмен должен приводить к некоторому облегчению изотопного состава углерода карбонатов и утяжелению изотопного состава углерода органического вещества. В этом отношении весьма показателен «тяжелый» изотопный состав углеродистого вещества, выделенного из альбитизированных гнейсов, с $\delta C^{13} = -15‰$, тогда как средний изотопный состав углеродистого вещества осадочно-метаморфических пород докембрия «легкий», $\delta C^{13} = -28‰$ (Сидоренко и др., 1972).

Изотопный состав кислорода карбонатов как рудных, так и безрудных зон практически идентичен, тогда как в изотопном составе углерода рудных ($\delta C^{13}_{ср} = -3{,}1‰$) и безрудных ($\delta C^{1}_{c} = -5{,}7‰$) карбонатов устанавливается заметное различие (см. рис. 49).

Утяжеление ($\delta C^{13}_{ср} = -3{,}1‰$) изотопного состава углерода карбонатов рудных зон связано, весьма вероятно, с особенностями термодинамики изотопно-углеродного обмена в системе $CO_2 — CO_3^{=} — MeCO_3$, характеризующейся инверсией константы равновесия системы при 130°. Иными словами, при более низкой температуре, чем инверсионная, карбонат-ион и металл-карбонатный комплекс по сравнению с углекислотой будут обогащаться изотопом C^{13}. Реальное обогащение изотопом C^{13} будет определяться температурой (<130°) распада металл-карбонатных комплексов и количественными соотношениями компонентов данной системы. Установленное утяжеление изотопного состава можно также объяснить потерей легкого изотопа C^{12} при разрушении карбонатных комплексов редких металлов по мере снижения температуры и в результате ухода из зоны метасоматоза CO_2, что, как известно, характерно для метасоматического рудообразования.

Как видно, оба эти объяснения предполагают определяющее влияние одного и того же фактора, а именно низкой температуры рудного процесса, причем верхний предел температурного диапазона составляет 130°. Следует отметить, что наиболее поздние низкотемпературные генерации гидротермально-метасоматических карбонатов, как правило, характеризуются более «тяжелым» изотопным составом углерода (Юшкин и др., 1971; Rye, Ohmoto, 1974).

Таким образом, полученные изотопные данные и их геолого-геохимическая интерпретация позволили сделать следующие выводы.

1. Натрово-углекислые растворы, вызывающие региональный щелочной метасоматоз и урановую минерализацию, генетически связаны с растворами, участвующими в региональном метаморфизме и гранитизации.

2. Верхний предел температуры процессов альбитизации, карбонатизации и уранового оруденения равен 130°С.

3. Источник углерода метасоматических карбонатов — осадочно-морские карбонаты и CO_2, возникающая при окислении рассеянного органического вещества осадочно-метаморфических пород; из них мобилизуется и уран в форме подвижных уранил-карбонатных комплексов.

Изотопные особенности карбонатных отложений докембрия

Установление первичной природы глубокометаморфизованных пород докембрия в отношении карбонатов следует понимать как восстановление палеофациальных условий докембрийского карбонатообразования.

Прежде чем перейти к рассмотрению этих вопросов, необходимо кратко остановиться на изотопной геохимии карбонатов, которая с успехом используется при изучении осадочных карбонатных пород, помогая восстанавливать условия осадконакопления и постседиментационную историю карбонатных отложений (Крейг, 1954; Keith, Weber, 1964; Галимов, 1968; 1973; Degens, 1969; Schwarcz, 1969).

По изотопному составу углерода можно отличать известняки пресноводные от типично морских, отложенные в окислительной или восстановительной обстановках, а также судить о биологической активности в бассейне осадконакопления, о характере и степени постседиментационных изменений карбонатных пород.

В природной системе атмосфера — гидросфера — стратисфера существует отчетливо выраженная тенденция к последовательному обогащению углерода тяжелым изотопом в ряду:

атмосферная CO_2 → бикарбонат-ион HCO_3^- → осадочные карбонаты.
($\delta C^{13} = -7{,}0‰$) ($\delta C^{13} = -2{,}0‰$) ($\delta C^{13} = -0{,}0‰$)

Обогащение карбонатов тяжелым изотопом C^{13} происходит вследствие термодинамического изотопного эффекта в природной системе CO_2—HCO_3^-—CO_3^{--}, которая далека от состояния полного изотопно-углеродного равновесия. Степень приближения к квазиравновесному состоянию указанной системы, которая в конечном итоге определяет δC^{13} осадочных карбонатов, зависит от ряда факторов: скорости перемешивания и аэрации

вод, глубины бассейна, скорости осадконакопления, температуры воды, окислительно-восстановительных условий, от солености (например, повышение содержания магния в морской воде приводит к еще большему обогащению карбонатов изотопом C^{13}), от pH (повышение щелочности морской воды приводит к некоторому увеличению коэффициента разделения), от биологической продуктивности и т. д.

Важно отметить, что в общем случае вариации значений δO^{18} и δC^{13} карбонатов в значительной мере симбатны, т. е. облегчение изотопного состава углерода, как правило, сопровождается и облегчением изотопного состава кислорода, и наоборот. В целом нормальные морские известняки характеризуются более высокими значениями δC^{13} и δO^{18} по сравнению с типично пресноводными (рис. 50).

Существенно более легкий изотопный состав углерода пресноводных (озерных) карбонатов по сравнению с морскими обусловлен значительным поступлением изотопно легкой биогенной углекислоты, которая выносится речными и грунтовыми (изотопно легкими по кислороду) водами во внутриконтинентальные бассейны, причем количество этой углекислоты соизмеримо с величиной обменного углекислотного резервуара пресноводных бассейнов. Поэтому для бикарбоната пресных вод характерны весьма низкие значения δC^{13} и большой диапазон их вариаций: от —4,0 до —13‰, тогда как морской бикарбонат имеет $\delta C^{13}_{ср} = -2{,}0‰$ ($-1{,}3 \div -2{,}5$).

Количество двуокиси углерода, находящееся в свободном и гидролизованном состоянии в Мировом океане, согласно А. П. Виноградову (1967), составляет $134{,}6 \cdot 10^{18}$ г, тогда как количество CO_2 в атмосфере равно $2{,}3 \cdot 10^{18}$ г, т. е. в 58 раз меньше. Именно поэтому огромный бикарбонатный резерв океана контролирует содержание изотопа C^{13} атмосферной CO_2 на постоянном уровне, которое характеризуется средним значением $\delta C^{13} = -7{,}0‰$, варьируя от —7,4 до —6,7‰.

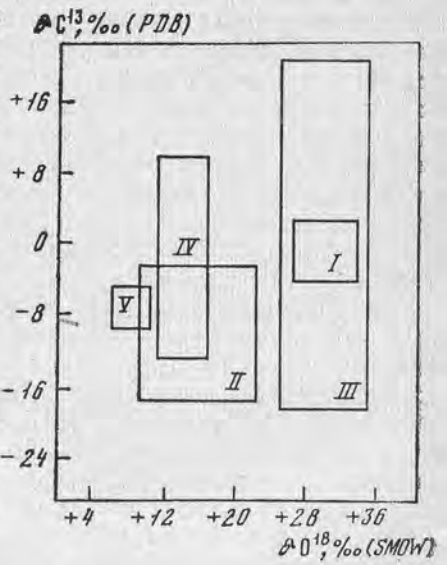


Рис. 50. Поля вариаций изотопного состава углерода и кислорода карбонатов различного генезиса

I—V — карбонаты: *I* — осадочные (морские), *II* — осадочные (пресноводные), *III* — осадочно-диагенетические, *IV* — гидротермальные, *V* — «магматические» (карбонатиты)

В общем можно констатировать, что положительные значения δC^{13} карбонатов указывают на окислительные условия, тогда как отрицательные — на восстановительные.

И все же даже в условиях нормальной аэрации (оолитовые известняки на мелководных отмелях) значения δC^{13} карбонатов не могут быть выше $+5{,}0 \div +6{,}0‰$, что обусловлено термодинамикой изотопно-обменного квазиравновесия в природной системе CO_2—HCO_3^-—CO_3^{--}.

Однако в последние годы были установлены аномально тяжелые ($\delta C^{13} = +10 \div +22‰$) и аномально легкие ($\delta C^{13} = -11{,}0 \div -64{,}0‰$) осадочно-диагенетические морские известняки и доломиты различного возраста — от карбоновых до четвертичных (Murata e. a., 1967; Deuser, 1970; Giovani e. a., 1974; Борщевский, Степанова, 1976, 1977).

Подобные аномальные значения δC^{13} обусловлены определенными литолого-фациальными условиями диагенетического преобразования небольших по мощности прослоев карбонатов в глинистых отложениях, обогащенных органическим веществом, которое подвергается бактериальному разложению (метановое брожение) с образованием значительного количества изотопно легкого метана и изотопно тяжелой углекислоты. Последняя вовлекается в диагенетическую перекристаллизацию карбонатов и вызывает тем самым их утяжеление.

Для того, чтобы использовать данные изотопной геохимии карбонатов при изучении докембрийского карбонатоотложения, необходимо знать, насколько метаморфизм карбонатных пород может изменить первично осадочные значения δC^{13} и δO^{18}.

До недавнего времени единственным исследованием в этом направлении была работа Бертши (Baertschi, 1957), который изучил изотопный состав углерода и кислорода карбонатов из осадочно-метаморфического (гнейсово-карбонатного) комплекса Швейцарских Альп. Величина δC^{13} метаморфических карбонатных пород изменчива и варьирует от значений, свойственных нормальным морским карбонатным осадком, до значений, свойственных гидротермальным карбонатам и интрузивным карбонатитам, и не зависит от степени метаморфизма. Тенденции вариации δO^{18} аналогичны, но характеризуются бóльшими диапазонами.

Рассмотрим результаты комплексного изотопно-кислородного и изотопно-углеродного исследования докембрийских карбонатных отложений Алданского и Балтийского щитов (Сидоренко и др., 1974), которые были изучены геолого-геохимическими методами (Гиммельфарб, 1975; Белоножко, 1975).

В пределах Алданского щита были изучены карбонаты иенгрской серии (3,2—3,5 млрд. лет), тимптонской и джелтулинской серий (2,6 млрд. лет), удоканской серии (2,3—1,8 млрд. лет) и патомской серии (1,8—0,6 млрд. лет). В пределах восточной части Балтийского щита было проведено изучение карбонатных пород Кольского полуострова и Карелии:

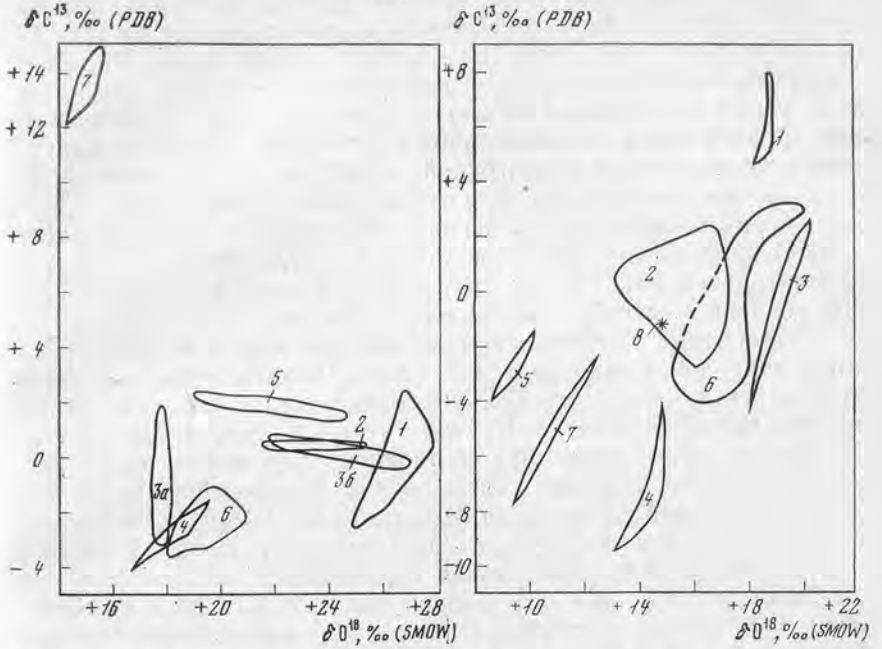


Рис. 51. Поля вариаций изотопного состава углерода и кислорода карбонатных пород различных стратиграфических подразделений Сибирской платформы

1 — патомская серия, сеньская свита; *2* — удоканская серия, бутунская свита; *3а, б* — удоканская серия, икабийская свита; *4—6* — серии: *4* — джелтулинская, *5* — тимптонская, *6* — иенгрская; *7* — сутамский гранулитовый комплекс

Рис. 52. Поля вариаций изотопного состава углерода и кислорода карбонатных пород различных стратиграфических подразделений Балтийского кристаллического щита

1 — свита Кейв; *2* — варзугская серия; *3* — сортавальская серия; *4* — гранулитовый комплекс Порьей Губы; *5* — карбонатиты Вуори-Ярви; *6* — хирвинаволокская свита; *7* — беломорский комплекс; *8* - печенгская серия

архейского гранулитового комплекса Порья Губа, нижнепротерозойских отложений, кейвской, сортавальской, варзугской, хирвинаволокской серий, среднепротерозойских ятулийских отложений. Карбонаты представлены доломитами, доломитизированными мраморами, известняками и кальцифирами.

Результаты изотопного изучения первично осадочных карбонатов из различных стратиграфических подразделений Алданского и Балтийского щитов представлены на графиках в координатах δC^{13}—δO^{18} (рис. 51, 52), из которых видно, что каждая свита характеризуется своим обособленным полем, что, вероятно, связано с многообразием факторов литолого-фациального и гидро-фациального типа.

Как было показано выше, положительные значения характеризуют окислительную обстановку седиментационного бассейна, тогда как отрицательные — восстановительную. На этом основании можно полагать, что карбонатные породы тимптонской серии и бутунской свиты удоканской серии Алданского щита отлагались в окислительной обстановке, тогда как карбонаты джелтулинской и иенгрской серий — в восстановительной. Чередование положительных и отрицательных значений δC^{13} для карбонатов сеньской свиты патомской серии, а также для карбонатов икабийской свиты удоканской серии, вероятно, следует рассматривать как частую смену окислительно-восстановительных условий в бассейне карбонатоотложения.

Аналогичные рассуждения в приложении к Балтийскому щиту приводят к выводу о том, что карбонаты кейвской свиты отлагались в окислительных условиях, тогда как карбонаты гранулитового комплекса Порьей Губы — в восстановительных.

Особое место занимают карбонаты сутамского гранулитового комплекса, которые характеризуются аномально высокими положительными значениями δC^{13} ($+12{,}2 \div +15{,}7‰$), тогда как изотопный состав кислорода ($\delta O^{18} = +14{,}0 \div +15{,}0‰$) обычен для глубокометаморфизованных карбонатов.

Такое значительное обогащение изотопом C^{13} для докембрийских карбонатов установлено впервые. Аналогичные данные были получены также для некоторых докембрийских карбонатных отложений (серия Ломагунди) Южной Африки (Schidlowski e. a., 1975). Однако эти высокие положительные значения δC^{13} не означают докембрийской специфики литогенеза, ибо известны, как было показано выше, более высокие положительные значения δC^{13} вплоть до $+22‰$ для фанерозойских нефтеносных и битуминозных известняков и доломитов.

Можно полагать, что метаморфическим аналогом подобных отложений и являются высокоглиноземистые гнейсы сутамского комплекса, которые содержат маломощные прослои мраморов и доломитов и в значительной степени графитоносны, что связано с их первичным обогащением биогенным органическим веществом.

Сравнение результатов изотопного изучения карбонатов Алданского и Балтийского щитов показывает, что условия отложения карбонатов Алданского щита были более однородными в отношении физико-химических и биологических условий карбонатообразования, тогда как карбонаты Балтийского щита в первом приближении характеризуются несколько бóльшим разнообразием литолого-фациальных и гидро-фациальных обстановок. Однако для более обоснованного суждения необходима постановка детальных литолого-изотопных исследований карбонатных отложений данных щитов.

Так как для фанерозойских осадочных карбонатов увеличению δO^{18}, как правило, соответствует увеличение δC^{13}, и наоборот, то поэтому симбатность вариаций средних изотопных составов углерода и кислорода карбонатов различных свит и серий во всем возрастном диапазоне отложений Алданского щита (рис. 53) также указывает на существование уже в раннем докембрии условий и факторов карбонатообразования, аналогичных фанерозойским, и на определенную сохранность при метаморфизме первично осадочных геохимических связей между изотопным составом кислорода и углерода карбонатов.

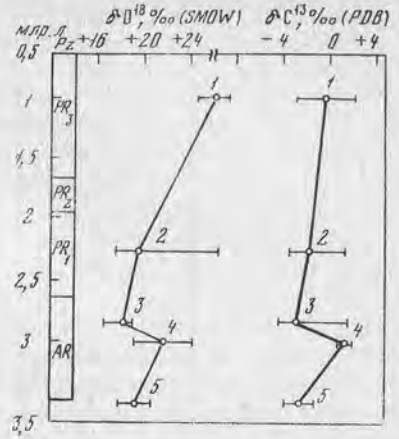


Рис. 53. Симбатность вариаций изотопного состава углерода и кислорода карбонатов Алданского щита

1 — 5 серии:
1 — патомская,
2 — удоканская,
3 — джелтулинская,
4 — тимптонская,
5 — иенгрская

Отмеченная ранее (Сидоренко и др., 1974) обусловленность вариаций значений δC^{13} и δO^{18} разнообразием фациальных обстановок в докембрии подтверждается как результатами недавно проведенного широкого изотопного исследования карбонатных отложений докембрийских щитов мира (Schidlowski e. a., 1975), так и результатами последнего геохимического анализа причин вариаций второго порядка в изотопном составе осадочных карбонатов фанерозойского и докембрийского возрастов (Veizer, Hoefs, 1976).

Сопоставление результатов проведенного нами исследования первично осадочных докембрийских карбонатов Алданского и Балтийского щитов с данными, полученными другими исследователями для различных регионов мира (рис. 54), показало, что средние значения δO^{18} и δC^{13} карбонатов из всех изученных стратиграфических подразделений докембрийских щитов располагаются в пределах полей вариаций изотопного состава кислорода и углерода, свойственных осадочным карбонатам фанерозоя как нормальных морских и пресноводных, так и измененных процессами диагенеза и регионального метаморфизма.

Из всего приведенного выше следует, что комплексные изотопные исследования карбонатных отложений являются весьма перспективным средством реконструкции литолого-фациальных и гидро-фациальных условий карбонатонакопления (морской или пресноводный бассейн, глубина бассейна и степень его

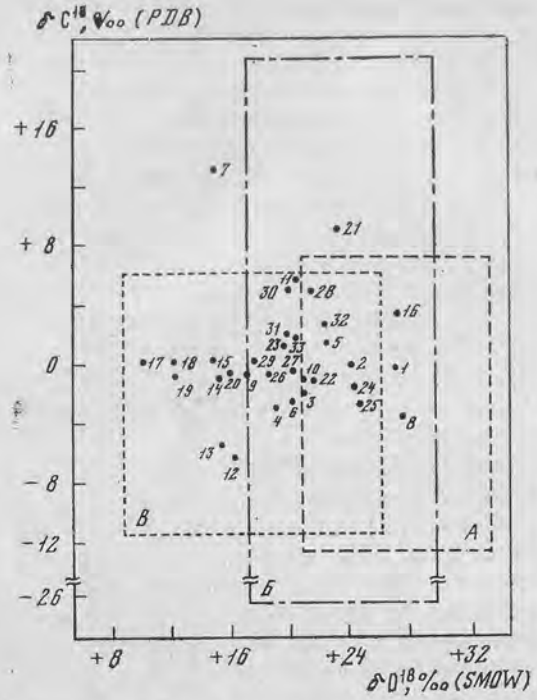


Рис. 54. Средний изотопный состав углерода и кислорода первично осадочных карбонатов докембрия

Поля вариаций δC^{13} и δO^{18} карбонатов фанерозоя: *А* — неизмененные (морские и пресноводные), *Б* — диагенетически измененные, *В* — метаморфические

Алданский щит: *1* — патомская серия; *2* — удоканская серия, бутунская свита; *3* — удоканская серия, икабийская свита; *4* — джелтулинская серия; *5* — тимптонская серия; *6* — иенгрская серия; *7* — сутамский комплекс. **Балтийский щит:** *8* — онежская серия ятулия; *9* — варзугская серия; *10* — сортовальская серия; *11* — свита Кейв; *12* — белогубская свита. **Южно-Африканский щит:** *13* — серия Фиг-Три; *14* — серия Онервахт, свита Шварцкопп; *15* — серия Онервахт, свита Кромберг; *16* — система Шамваян, свита Бартон; *17* — система Понгола; *18, 19* — система Булаваян; *20* — система Свазиленд, Барбетонский зеленокаменный пояс; *21* — серия Ломагунди; *22* — система Трансвааль; *23*— формация Конго; *24* — система Нама; *25* — система Дамара; *26* — система Катанга (Замбия); *27* — район Атар (Мавритания). **Фенноскандинавский щит:** *28* — Хапаранда (Карелия); *29* — Страгруван (Швеция). **Гренландский щит:** *30* — формация Элеонор-Бэй. **Канадский щит:** *31*— формация среднего докембрия. **Индостанская платформа:** *32* — система Чаттисгарх. **Австралийский щит:** *33* — серия Умбератана

Данные: *1—12* — А. В. Сидоренко и др. (1974); *13—18* — Перри и Тан (Perry, Tan, 1972); *19—33* — Шидловски и др. (Schidlowski e. a., 1975)

аэрации, скорость осадконакопления, температура, Eh, pH, соленость, биологическая продуктивность и др.) в докембрии. Не менее важно, что подобные изотопные исследования могут помочь в стратиграфическом расчленении осадочно-метаморфических комплексов докембрия по вышеуказанным литолого-фациальным и гидро-фациальным признакам.

Тем не менее некоторые исследователи (Галимов и др., 1975) склонны видеть определенную специфику докембрия в том, что изотопный состав карбонатов в этот период геологической истории контролировался поступлением в обменный фонд океана возрожденной метаморфизмом изотопно тяжелой углекислоты, а не естественным разнообразием фациальных обстановок, как это имело место в фанерозое. Основанием для такого суждения послужили сравнительно высокие положительные значения δC^{13} (порядка +9‰) для некоторых первично осадочных карбонатов докембрия. С данным суждением нельзя согласиться по следующим причинам.

Во-первых, как было показано выше, значительно более высокие положительные значения δC^{13} карбонатов, чем +9,0‰, вполне обоснованно объясняются с позиций диагенетических преобразований; во-вторых, основная масса возрожденной углекислоты должна была иметь изотопный состав углерода, свойственный исходным осадочным карбонатам, так как основным ее источником были весьма распространенные в докембрии смешанные глинисто-карбонатные породы (Сидоренко и др., 1973; Теняков, 1975), которые при региональном метаморфизме превращались в различные кристаллические сланцы и гнейсы основного состава, при этом они полностью, а значит, без фракционирования, теряли карбонатную составляющую, обеспечивая лишь круговорот карбонатной формы углерода в земной коре; в-третьих, уже само по себе постоянство среднего изотопного состава углерода карбонатов в течение всего известного геологического времени (Сидоренко, Борщевский, 1976) свидетельствует о том, что факторы, контролировавшие это постоянство, и в докембрии, и в фанерозое, были одними и теми же, причем ведущим фактором являлась биосфера (Сидоренко, Борщевский, 1977).

Таким образом, изотопная геохимия осадочных карбонатов докембрия свидетельствует о весьма разнообразных литолого-фациальных обстановках докембрийского седиментогенеза, аналогичных фанерозойским, и подтверждает тем самым справедливость сформулированного А. В. Сидоренко (1969) принципа единства геологических процессов в докембрии и фанерозое.

ИЗОТОПНЫЙ АСПЕКТ ПРОБЛЕМЫ БИОГЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ДОКЕМБРИЯ

Биогенная природа органического вещества и различных форм элементарного углерода из осадочно-метаморфических комплексов докембрия получила надежное подтверждение благодаря применению изотопно-углеродного метода (Сидоренко и др., 1972; Oehler e. a., 1972; Борщевский, Сидоренко, 1973;

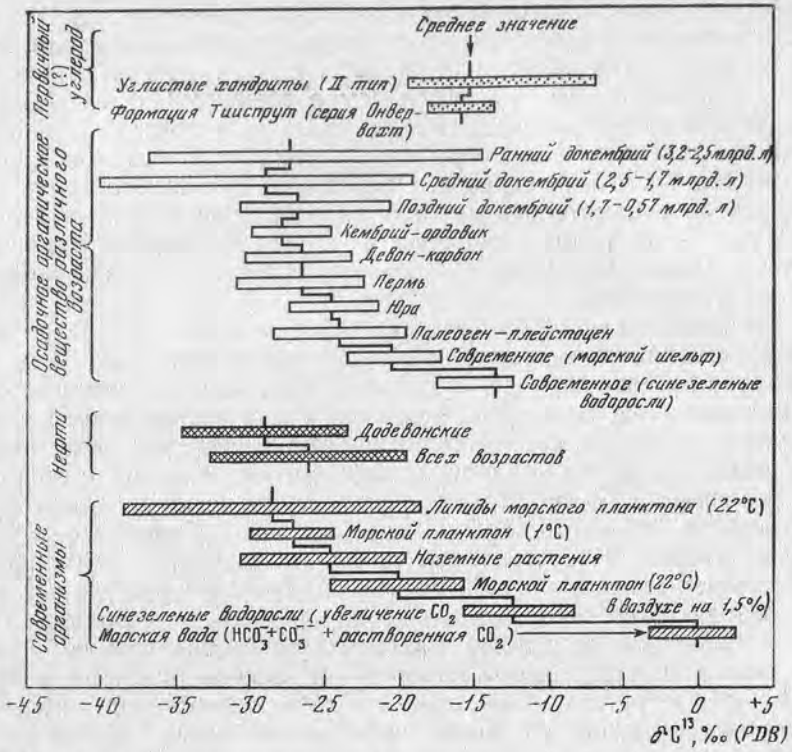


Рис. 55. Изотопный состав углерода различных видов биогенного органического вещества (McKirdy, 1974)

McKirdy, 1974; Борщевский, 1975; Галимов и др., 1975), так как геохимическая история биогенного углерода в значительной мере отражается в его изотопном составе (рис. 55). Все имеющиеся к настоящему времени данные по изотопии углерода докембрийского органического вещества (керогенного, сапропелевого и гумусового типов) дают основания сделать следующие выводы.

1. Практически весь органический углерод докембрия имеет биогенную природу и характеризуется средним изотопным составом, равным — 28,0‰. Особое положение занимает органическое вещество керогенного типа из наиболее древних осадочных отложений серии Онвервахт, Свазиленд, Южная Африка (Oehler e. a., 1972), для которого $\delta C^{13}_{ср} = -16{,}0‰$. Не исключено, что это органическое вещество является первозданным органическим веществом Земли.

В соответствии с представлениями, развиваемыми Шидловским с соавторами (Schidlowski e. a., 1975), о возможном существовании в раннем докембрии (наряду с нормальным биологическим циклом) специфического детритового цикла органического углерода, можно полагать, что некоторая часть первозданного органического вещества могла быть вовлечена в этот детритовый цикл.

Следует иметь в виду, что более 90% углерода в углистых хондритах находится в форме высокомолекулярного органического вещества (ароматический полимер) керогенного типа и характеризуется средним изотопным составом углерода, равным — 16‰, при весьма незначительных вариациях в пределах ±1‰.

Есть все основания считать, что именно это органическое вещество с таким изотопным составом углерода образовало первичную карбосферу Земли при ее аккреции (Борщевский, 1977).

2. Возрастной эффект в изотопном составе углерода осадочно-метаморфических пород докембрия не наблюдается, несмотря на то что изучались углеродсодержащие породы во всем известном возрастном диапазоне (от архея до рифея) и тем не менее не было установлено никакой корреляционной связи между вариациями δC^{13} и геологическим возрастом. Так, $\delta C^{13}_{ср}$ ($C_{орг}$) для нижнего, среднего и верхнего докембрия равны соответственно — 27,5‰, — 29,5‰ и —27,0‰ (при $\delta C^{3}_{ср} = -28{,}0‰$ для всего докембрия).

3. Наблюдаемые 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. Отсюда следует, что значения δC^{13} биогенного органического вещества сохраняются со времени седиментации и диагенеза. Все это дает основания считать, что реконструкция условий докембрийского осадконакопления и диагенеза во многом может продвинуться вперед благодаря использованию изотопии углерода при изучении осадочно-метаморфических комплексов докембрия.

Необходимо подчеркнуть важность изотопных исследований для решения проблемы нефте- и газогенерирующей роли древнейших осадочно-метаморфических толщ, связанной с тем, что биогенный органический углерод из метаморфических комплексов докембрия может быть источником выделения углеводородов нефтяного ряда и битумов (А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1970, 1971, 1975). В этом отношении особое значение приобретает близость изотопного состава углерода докембрийского биогенного органического вещества ($\delta C^{13}_{ср} = -28{,}0‰$) и фанерозойской нефти ($\delta C^{13}_{ср} = -29{,}0‰$).

В настоящее время весьма актуальной стала задача комплексного изотопного (C^{13}/C^{12}, D/H, S^{34}/S^{32}, O^{18}/O^{16}, N^{15}/N^{14}) изучения древнейшего биогенного органического вещества, что будет способствовать дальнейшему развитию осадочной геологии

и металлогении докембрия, так как даст обширную информацию об интенсивности проявления жизни в докембрии и роли биологического фактора в докембрийском экзогенном породо- и рудообразовании, а также об эволюции биогенного органического вещества и связанных с ним рудных элементов при региональном метаморфизме и ультраметаморфизме докембрийских осадочных пород.

Так, например, комплексное изотопное изучение графитоносных сланцев и гнейсов докембрия позволит установить особенности метаморфогенного рудообразования и действительную роль древних осадочно-метаморфических комплексов в металлогении фанерозоя.

Глава III

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ПРОБЛЕМ МЕТАМОРФИЗМА

МЕХАНИЗМ МИНЕРАЛЬНЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ В УСЛОВИЯХ ПРОГРЕССИВНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Одной из характерных особенностей развития регионального метаморфизма является изохимизм преобразований, т. е. процесс идет при минимальной подвижности вещества, кроме H_2O и CO_2, в отношении которых система является открытой.

Систематические литологические исследования первичных структур и текстур в разной степени метаморфизованных пород показывают, что при региональном метаморфизме перераспределение вещества если и происходит, то лежит в пределах одного зерна или одного слоя, а тонкая и даже тончайшая слоистость практически сохраняется (Сидоренко, Лунева, 1961, 1972; Сидоренко, 1975б). Вместе с тем анализ механизма метаморфизма показывает, что он сопровождается последовательной потерей воды и зарождением потока растворов, способных выносить массу различных веществ. Указанное противоречие в учении о метаморфизме до настоящего времени не получило удовлетворительного объяснения.

Весь известный геологический материал, накопленный по петрологии метаморфических пород, позволяет утверждать, что процесс прогрессивного метаморфизма протекает всегда в присутствии и с участием воды (Файф и др., 1962; Фации..., 1970). Опыт лабораторных исследований свидетельствует, что при температурах ниже 1000° С в «сухих» системах большинство типичных реакций, характерных для метаморфической перекристаллизации минералов, практически не имеет места. В то же время, присутствие поровых растворов и адсорбированной пленки воды на поверхности минералов резко меняет граничные условия метаморфогенного минералообразования (Файф и др., 1962).

Наличие воды в породах в процессе метаморфизма предопределяет необходимость разработки физико-химической модели, описывающей на молекулярном уровне механизм участия воды в преобразовании первичных пород в метаморфогенные в результате изменения термодинамических условий. В составе осадочных пород, прошедших этап диагенеза, различают воду поровую, адсорбированную (на поверхности минеральных частиц) и гидроксильную, связанную со структурой минералов.

Строение и свойства воды, связанной с поверхностью минеральных частиц (твердых тел), неоднократно и подробно рассматривались в специальной литературе (Поверхностные силы..., 1971; Современные представления..., 1963). Геологические аспекты роли связанной воды обсуждались в работах А. М. Блоха, 1970; В. И. Кононова, В. А. Ильина, 1971 и др.

В учении о метаморфизме наряду с петрологическими проблемами детально анализируется направленность (вероятность) протекания реакций в координатах P и T в зависимости от химизма исходных пород. В то же время практически остался неразработанным механизм метаморфогенного минералообразования, описывающий на молекулярном уровне причинную связь смены одних минеральных ассоциаций другими при изменении термодинамических условий. Естественно, что сложность проблемы не позволяет в настоящее время предложить механизм подробного преобразования во всех деталях. Однако современные исследования в области поверхностных сил дают основания для разработки принципиальной схемы процесса.

Разработку подобной модели процесса целесообразно проводить в рамках физико-химического анализа системы: твердое тело (минеральная частица) — вода (или, точнее, водный раствор электролита). Для дальнейшего рассмотрения модели протекания метаморфогенного минералообразования сделаем ряд допущений. В исходной породе, претерпевшей начальный метаморфизм, происходит значительное уплотнение, сокращение числа и размеров пор, что позволяет выделить и рассматривать на данном этапе всю воду пород как адсорбированную и гидроксильную. Допускается, что свободная — объемная — вода практически отсутствует.

В рамках рассматриваемой модели метаморфогенного минералообразования мы исключаем и участие «гидроксильной» воды, выделяемой при дегидратации, так как процесс дегидратации не сопровождается минеральным превращением в условиях метаморфизма фации зеленых сланцев или амфиболитовой, т. е. разрушением первичной структуры минеральных частиц. По-

следний тезис доказывается широко известными экспериментами по термическому обезвоживанию цеолитов и каолинитов, сохраняющих кристаллическую однородность даже при полном удалении воды (Эйтель, 1962). Фазовые превращения обычно наблюдаются после полного удаления «гидроксильной» воды при температурах свыше 500° С, т. е. являются результатом термического разложения «сухих» систем. В то же время в условиях метаморфизма указанных фаций имеет место смена одних минеральных ассоциаций другими. Следовательно, процесс минералообразования в условиях прогрессивного метаморфизма с некоторыми упрощениями можно свести к анализу системы: «минеральная частица — адсорбированная пленка воды».

Анализ современных представлений по физической химии поверхности твердых тел свидетельствует о том, что реальные кристаллы (силикаты, алюмосиликаты, окислы и т. п.) на местах выхода вакантных связей атомов кремния, алюминия или иных комплексообразователей гидроксилированы, т. е. покрыты тонким слоем ОН-групп, образовавшихся в результате гидролиза близлежащих молекул воды в поле действия нескомпенсированных зарядов указанных атомов. Наружный слой адсорбированной пленки представлен искаженными молекулами воды, которые взаимодействуют с каркасом минерала через гидроксильный слой или непосредственно с катионами, гидратируя их. Внешний слой воды наименее прочно связан с поверхностью твердых тел (минеральных частиц) (Кононов, Ильин, 1971).

Между твердым телом и слоем адсорбированной воды, как показали современные исследования, возникают сложные химические взаимодействия, приводящие к необычно высокой концентрации в тонком слое связанной воды всех тех элементов, которые характерны для данного твердого тела (минеральной частицы). Механизм растворения силикатов, алюмосиликатов и окислов в воде обусловлен гидролизом химических связей и является функцией ионного произведения воды. На это указывает симбатный ход изменения K_w — ионного произведения воды и растворимости минералов в координатах давление — температура.

Переход соответствующих минералов в жидкую фазу происходит в форме комплексных соединений (Ганеев, Румянцев, 1969; Ганеев, Пахомов, 1970).

Совершенно аналогичная ситуация возникает в слое адсорбированной воды, когда под действием нескомпенсированных зарядов комплексообразователей происходит энергичный гидролиз молекул воды с возрастанием ионного произведения на 5—7 порядков (Tenillaux e. a., 1968). На это указывают многочисленные определения удельной электропроводности связанной воды (Anderson, Parks, 1968). Таким образом, можно утверждать, что природа резкого возрастания концентрации растворенного вещества в слое адсорбированной воды обусловлена увеличением

ионного произведения воды. Экспериментальные исследования состава и свойств граничных водных пленок в кварцевых капиллярах подтвердили, что адсорбированный слой воды способен растворять и прочно удерживать значительную концентрацию различных элементов. По данным нейтронно-активационного анализа и исследования состава связанной воды методом электронного зонда в граничном с кварцевым капиллярном слое установлено до 30 вес.% кремния и 67 кислорода (Спицин и др., 1972; Дерягин и др., 1973). Столь высокая концентрация растворенного вещества в граничном слое указывает на то, что он может быть отнесен к системам типа «расплав — раствор». Описанные явления, по нашему мнению, имеют принципиальное значение, так как могут иметь место в других системах «минерал — адсорбированная пленка воды».

Таким образом, вполне обоснованно можно полагать, что в состоянии равновесия минеральные частицы в породах окружены тончайшей пленкой адсорбированной воды, насыщенной химическими элементами, входящими в состав контактирующих зерен.

Рассмотрим характер эволюции в системе «минеральная частица — адсорбированная пленка» воды при прогрессивном возрастании температуры и давления. При изменении термодинамических параметров естественно ожидать нарушение установившегося ранее равновесия «минеральная частица — связанная вода». При возрастании температуры и давления ионное произведение воды будет существенно увеличиваться и обусловливать дополнительное растворение всех контактирующих минеральных зерен. Одновременно состав раствора будет значительно усложняться, приобретая свойства насыщенного водного раствора электролита в результате перехода в жидкую фазу щелочных металлов. Следовательно, возникают условия, отвечающие (соответствующие) процессу гидротермального растворения.

Описанный процесс практически развивается по всему объему пород, подвергающихся метаморфизму. В результате на границах соседних зерен возникают общие зоны адсорбированных растворов, состав которых определяется химическим составом исходных минеральных частиц породы. Из подобных растворов при определенных P и T происходит кристаллизация в результате комбинации химических элементов в новую устойчивую минеральную ассоциацию, равновесную с установившимся термодинамическим режимом. Неустойчивая при данных P и T условиях минеральная ассоциация растворяется на внешнем фронте десорбированным раствором, а в тылу происходит кристаллизация минералов, устойчивых в новом режиме. В том числе, когда дальнейшее возрастание P и T прекращается, создаются условия для медленного вывода воды из системы за ее пределы. Принципиальным моментом в механизме подобного вывода воды из системы является практически полная неподвижность основных

химических элементов метаморфизованной породы, так как выносимая вода находится с системой в равновесии.

Естественно, что изложенная модель метаморфического минералообразования является общей схемой протекания процесса и требует дальнейшей разработки. Однако, как нам представляется, описанная схема позволяет дать вполне удовлетворительное объяснение ряду фундаментальных особенностей протекания регионального метаморфизма, в частности изохимизма, отсутствию гомогенизации, отчетливому сохранению структурных и текстурных особенностей исходных пород и т. п.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТАМОРФИЗМА СИДЕРИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Экспериментальное моделирование изохимического метаморфизма на образцах осадочных пород является одним из методов, позволяющих проиллюстрировать тезис о зависимости минерального состава метаморфических пород от минерального состава исходных осадочных пород (Ганеев и др., 1975).

Наибольший интерес для исследований в данном направлении представляют осадочные породы высокожелезистых составов, так как 1) они являются удобным объектом в методическом отношении (высокая реакционная способность, низкие температуры минеральных превращений, относительно простой валовый состав) и 2) методом парагенетического анализа доказано инертное поведение кислорода при метаморфизме в них, т. е. величина парциального давления кислорода, являющаяся важнейшим фактором рудогенеза, находится в зависимости от формы минеральной связи его в исходных осадочных породах (Коржинский, 1957; Глаголев, 1966).

В качестве объекта для исследований были использованы образцы сидеритсодержащих пород (глинистых песчаников) из сидеритоносных флишоидных формаций восточной части миогеосинклинали Большого Кавказа.

Образцы проб для экспериментов с соотношением железистого и кремнистого компонентов составлялись как смеси сидерита с глинистым песчаником (1 : 1, 2 : 1, 3 : 1). Фигуративные точки составов смесей в треугольнике $CaO—FeO—SiO_2$ располагаются вдоль линии, соединяющей состав Са-амфибола с вершиной FeO (рис. 56).

Содержание Al_2O_3 в пробах составляло около 12%, MgO — от 3 до 5%, CaO — от 5 до 8%. Исследования проводились ампульным методом при T=400, 450, 500, 550° С и P_{H_2O}=1000, 2000 атм. Давление CO_2, образовавшегося при разложении сидерита, составляло от 50 до 100 атм. Давление кислорода в опытах не контролировалось. Навеска образца весом от 1 до 2 г помещалась в Pt-ампулу объемом около 16—17 см³. Давление воды задавалось заполнением. Для проведения опытов исполь-

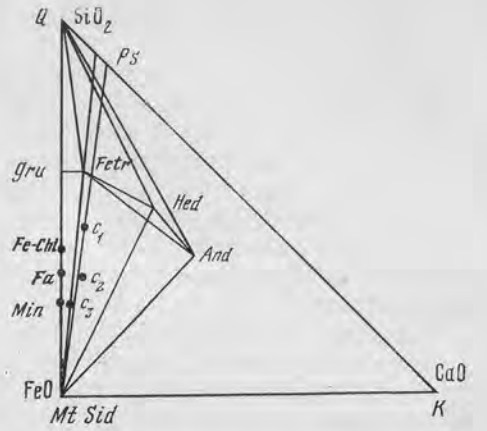


Рис. 56. Состав проб и геометрические взаимоотношения фаз в системе $CaO—FeO—SiO_2$

Q — кварц,
K — кальцит,
gru — грюнерит,
Fetr — ферротремолит,
Fe-Chl — хлорит,
Fa — фаялит,
Min — миннесотаит,
Mt — магнетит,
Hed — геденбергит,
And — андрадит,
Sid —сидерит
c_1, c_2, c_3, *Ps* — фигуративные точки составов проб с соотношениями сидерит : порода=1 : 1; 2 : 1; 3 : 1; 0

зовались автоклавы с коническим самоуплотняющимся затвором, которые помещались в вертикальные цилиндрические печи с двухсекционным обогревом, позволяющим регулировать температуру как в верхней, так и в нижней зонах печи. Температура измерялась при помощи хромель-алюмелевых термопар, присоединяемых непосредственно к корпусу автоклава. Контроль за температурой в печах осуществлялся круглосуточно каждые 0,5 часа при помощи прибора МПП-154М, точность измерения составляла ∓3°. Колебания температуры по наружной стенке автоклава не превышали 10° и были в среднем 5°.

Диагностика продуктов экспериментов проводилась рентгеновским методом, расшифровка дифрактограмм — на основе данных ASTM[1]. В составе продуктов экспериментов наблюдались следующие наборы фаз: при T=400—450° С — железистые хлориты (типы шамозита), кварц, магнетит, Fe-актинолит; при T=500° С — железистые хлориты, железистые амфиболы (типа Fe-актинолита, Fe-куммингтонита), биотит, фаялит, кварц, магнетит, плагиоклаз; при T=550° С — железистые амфиболы (типа актинолита, куммингтонита), биотит, магнетит, кварц, плагиоклаз[2].

Вариации соотношений компонентов FeO/SiO_2 в составах проб С1, С2, С3 в продуктах экспериментов фиксировались в виде изменения количества кварца при переходе от С1 к С3 (изменения интенсивности рефлексов на дифрактограммах) и появления фаялита (при T=500° С) в пробе С2, соотношение компо-

[1] ASTM — сокращенное название картотеки рентгеновских данных для твердых фаз, публикующихся joint Committee on chemical analysis by X-Ray diffraction methods (American Society of Testing Materials, American Grysallographic Assotiation, Britich Institute of Phisic).

[2] В составе продуктов экспериментов, возможно, присутствует щелочной полевой шпат в незначительном количестве (первые проценты), трудно диагностируемый рентгеновским методом.

нентов в составе которой наиболее близко к стехиометрическому в фаялите.

Полученные данные указывают на широкое поле совместной кристаллизации Fe-хлоритов с Fe-амфиболами в интервале от 450 до 500° С (при $P_{H_2O}=1000$ атм) в системе сложного состава.

Из данных дифрактограмм видно, что реакции разложения Fe-хлоритов при $T=500°$ С с образованием амфибола и амфибола+фаялита сопровождаются кристаллизацией кислого плагиоклаза-олигоклаза (вместо вероятного при более низких температурах альбита) и некоторым усложнением состава актинолитового амфибола.

В целом реакции, зафиксированные набором фаз при 500° С во всех составах проб, могут быть сопоставлены со сменой минеральных парагенезисов, характеризующей переход от верхней ступени зеленосланцевой фации к амфиболитовой фации метаморфизма.

Полученные данные позволяют также оценить величину парциального давления кислорода в условиях эксперимента: присутствие высокожелезистых амфиболов и фаялита в продуктах экспериментов указывает на величины давления кислорода, близкие к величинам, соответствующим фаялит-магнетит-кварцевой реакции. По-видимому, величина парциального давления кислорода в опытах определялась реакцией диссоциации $CO_2(\rightarrow CO+C)$, образовавшегося при разложении сидерита.

Таким образом, экспериментальное моделирование метаморфизма на образцах осадочных пород в области параметров зеленосланцевой и амфиболитовой фаций позволило получить информацию о положении нижней границы амфиболитовой фации для данного типа пород и установить зависимость между величиной парциального давления кислорода при метаморфизме (в условиях закрытой системы) и минеральным составом железистых осадочных пород (в данном случае сидеритсодержащих).

Вопрос о величине парциального давления кислорода при метаморфизме железистых осадков имеет принципиальное значение, так как P_{O_2} является одним из факторов, определяющих парагенезис минералов в породах железистых формаций.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О РАВНОВЕСНЫХ ВЗАИМООТНОШЕНИЯХ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ В СИСТЕМЕ $CaO-FeO-SiO_2-H_2O-O_2$ В ПАРАМЕТРАХ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ[1]

Экспериментальное моделирование изохимического метаморфизма на образцах сидеритсодержащих пород из железистых формаций терригенного типа наглядно иллюстрирует воз-

[1] В разделе приведена интерпретация экспериментальных данных Р. П. Котиной.

можности метода аналогов в решении теоретических проблем метаморфизма.

Оценка роли факторов T, P_{H_2O}, P_{O_2} при кристаллизации минеральных ассоциаций в породах разного состава требует строгого теоретического (топологического и термодинамического) анализа равновесных взаимоотношений минеральных фаз на основе экспериментальных данных.

Решение такого рода задач возможно методом последовательных приближений, в рамках которого на начальном этапе исследований проводится сокращение числа компонентов системы до трех, что позволяет изобразить наглядно геометрические взаимоотношения фаз внутри соответствующего треугольника составов.

В данном случае для анализа относительной роли факторов при образовании минеральных ассоциаций, включающих кальциевый амфибол, в магнетитовых кварцитах и вмещающих их породах (амфиболитах и гранат-пироксеновых породах, ассоциирующих с ними) нами выбрана система $CaO—FeO—SiO_2—H_2O—O_2$. Геометрические взаимоотношения минеральных фаз в данной системе могут быть изображены в треугольнике $CaO—FeO—SiO_2$, как это показано на рис. 56. Очевидно, что в данном случае исключение Al_2O_3, Na_2O_3, K_2O из числа компонентов привело к сокращению числа фаз (плагиоклаз, биотит) и упрощению состава всех остальных фаз (пироксена, амфибола, граната).

В рамках полученной упрощенной модели системы решение поставленной задачи — оценка относительной роли факторов при кристаллизации минеральных ассоциаций — имеет только принципиальное значение.

Дальнейшее упрощение системы проведено за счет исключения из рассмотрения низкотемпературных равновесий с хлоритом и тальком, что позволит на первом этапе сосредоточить усилия на исследовании равновесий в так называемой амфиболитовой фации путем экспериментального и теоретического анализа различных типов реакций разложения амфиболов (Fe-тремолита и грюнерита) в присутствии магнетита, кварца, геденбергита и андрадита.

Анализ моновариантных равновесий с точки зрения немногих существующих экспериментальных данных (Ernst, 1966 и др.) позволяет упростить схему за счет исключения метастабильных точек нонвариантных равновесий и свести ее к нескольким относительно простым вариантам, дальнейший выбор между которыми может быть проведен только на основании новых экспериментальных исследований.

Варианты схем различаются по соотношению полей стабильности ферротремолита, грюнерита, геденбергита: в первом варианте возможно существование безгрюнеритовых ассоциаций ферротремолита с геденбергитом, андрадитом, кварцем и маг-

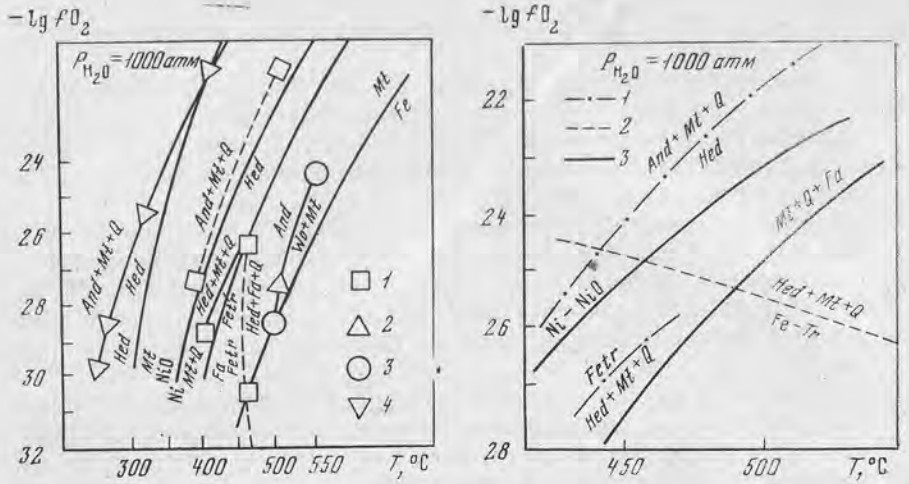


Рис. 57. Экспериментальные данные о моновариантных равновесиях в системе (Ernst, 1966; Куршакова, 1970; Густавсон, Эрнст, 1968 и др.)

Wo — волластонит, *Fe* — железо. Остальные усл. обозн. см. на рис. 56

Данные: *1* — Эрнста (Ernst, 1966), *2* — Хелнера и др. (Hellner e. a., 1966), *3* — Густавсона и др. (1968); *4* — Л. Д. Куршаковой (1970)

Рис. 58. Предварительные экспериментальные данные по реакции разложения ферротремолита с образованием геденбергита, магнетита, кварца

Усл. обозн. см. на рис. 56 и 57

1 — данные Эрнста (Ernst, 1966); *2* — наши данные; *3* — линии буферных реакций

нетитом; во-втором — во всех минеральных ассоциациях ниже линии реакции образования грюнерита присутствует грюнерит.

Выбор варианта определяется условиями стабильности нонвариантного равновесия {Gru, Fa}, включающего пять твердых фаз: ферротремолит, геденбергит, андрадит, магнетит, кварц (+флюид), т. е. положением данной точки на диаграмме μ_{O_2} — μ_{H_2O} по отношению к линии реакции разложения фаялита (→магнетит+кварц). В данном случае реакция разложения фаялита, положение которой в координатах $T-f_{O_2}$ известно, позволяет привязать топологическую схему системы к равновесиям, наблюдавшимся при изохимическом метаморфизме (экспериментальном) сидеритсодержащих пород. Из рассмотрения топологической схемы «безгрюнеритовой» системы очевидно, что экспериментальная задача на данном этапе может быть сведена к изучению реакций разложения ферротремолита в параметрах $T-f_{O_2}$ при $P_{общ}=P_{H_2O}=$конст. и реакции окисления геденбергита с образованием андрадита, магнетита, кварца. Пересечение линий этих реакций в стабильной области определяет положение точки нонвариантного равновесия {Gru, Fa}. Экспериментальное изучение условий равновесия ферротремолита с геденбергитом, магнетитом, кварцем и геденбергита с андрадитом, магнетитом и кварцем проводилось рядом авторов, данные которых, представленные на рис. 57, далеко не всегда хорошо согласуются между собой (Ernst, 1966; Hellner, Schürmann, 1966; Густавсон, Эрнст, 1968; Куршакова, 1968, 1970).

По данным Эрнста (Ernst, 1966), верхняя граница поля стабильности ферротремолита при $P_{H_2O}=1000$ атм и 3000 атм располагается параллельно линии реакции разложения фаялита; при величинах $f_{O_2}<f_{O_2}$, создаваемого никель-бунзенитовым буфером, во всей области исследуемых температур в этих изобарических сечениях ферротремолит неустойчив. Линия моновариантного равновесия геденбергит-андрадит+магнетит+кварц располагается между линиями никель-бунзенитовой и магнетит-гематитовой буферных реакций.

По данным Л. Д. Куршаковой (1968), линия реакции окисления геденбергита пересекает линию гематит-магнетитовой буферной реакции при $T\cong 430°$ С в сечении $P_{H_2O}=1000$ атм. Из обзора данных на рис. 58 видно, что поля стабильности всех интересующих нас фаз перекрываются, однако положение нонвариантной точки {Gru, Fa} в изобарических сечениях диаграммы $T-f_{O_2}$ не очевидно. Отсутствие четких экспериментальных данных об условиях стабильности ферротремолита и геденбергита свидетельствует о методической сложности и слабой воспроизводимости экспериментов в данной области параметров ($f_{O_2}=10^{-15}$—10^{-25} атм, $T=400$—$450°$ С), откуда следует необходимость воспроизведения на ранней стадии работы некоторых результатов предыдущих исследований для привязки и уточнения их на новом уровне исследований.

С этой целью нами проводились исследования моновариантного равновесия реакции разложения ферротремолита в сечении $P_{общ}=P_{H_2O}=1000$ атм на уровнях f_{O_2}, определяемых фаялит-магнетит-кварцевым и никель-бунзенитовым буферами при $T=$ $=450$ и $500°$ С. Исследования проводились методом моновариантных равновесий — кинетическим и изохронным (Fyfe, Hollander, 1964; Фонарёв, 1974), при котором в опыт закладывается смесь минералов, участвующих в реакции, в стехиометрических соотношениях; направление протекания реакции определяется — при кинетическом методе исследования — по количественным изменениям в составе смесей (увеличение одних фаз при уменьшении других) при увеличении времени выдержки и T-конст.; при изохронном методе — по количественным изменениям в составе смесей при изменении температуры и постоянном времени выдержки.

Исходные — чисто железистые фазы, использовавшиеся при составлении смесей, синтезировались из химических реактивов; методики синтеза представлены в табл. 32.

Давление кислорода в опытах контролировалось твердофазными буферными реакциями по методике Эйгстера (Eugster,

Таблица 32

Методики синтеза фаз

Фаза	Условия синтеза	Состав шихты	Источник
Ферротремолит	$T = 500°$ С $P_{H_2O} = 1500$ атм Выдержка 7 суток	CaO, $FeC_2O_4 \cdot 2H_2O$ SiO_2 аморф. — в стехиометрическом отношении	Наши данные с использованием данных Хелнера и Щурмана (Hellner, Schürmann, 1966)
Геденбергит	$T = 500°$ С $P_{общ} = 500$ атм 5%-ный р-р NaCl Выдержка 20 часов	$CaCO_3$, $FeC_2O_4 \times 2H_2O$ SiO_2 аморф. — в стехиометрическом отношении	Наши данные с использованием данных Д. В. Калинина и О. Н. Овчинниковой (1968)
Фаялит	$T = 600°$ С $P_{общ} = 1000$ атм H_2O дист. Fe — Мгт буфер Выдержка 7 суток	$FeC_2O_4 \cdot 2H_2O$ SiO_2 аморф., в стехиометрическом отношении	Данные В. И. Фонарева (устное сообщение)
Магнетит	$T = 500°$ С $P_{общ} = 500$ атм Выдержка 2 суток	$FeC_2O_4 \cdot 2H_2O$	Наши данные

1959). Эксперименты проводились автоклавным методом с использованием техники, описанной выше. Идентификация фаз в продуктах экспериментов проводилась рентгеновским методом на основе данных ASTM для всех фаз, кроме ферротремолита, для которого полный набор отражений был получен нами на основе собственных данных по синтетическому ферротремолиту с использованием данных Эрнста (Ernst, 1966), Д. В. Калинина и О. Н. Овчинниковой (1968).

Результаты экспериментов и предварительная интерпретация их представлены на диаграмме T—f_{O_2} на рис. 58.

Полученные данные позволяют предполагать, что линия моновариантного равновесия реакции разложения ферротремолита с образованием ассоциации геденбергит, магнетит, кварц в интервале температуры 450—500° С в изобарическом сечении $P_{общ} = P_{H_2O} = 1000$ атм пересекает линию никель-бунзенитовой буферной реакции. Следовательно, можно ожидать пересечение ее с линией моновариантной реакции окисления геденбергита (с образованием ассоциации андрадит, магнетит, кварц) в области температуры ниже 500° С. Для уточнения наклонов линий реакций и положения точки их пересечения необходимо проведение дальнейших исследований.

Таким образом, предварительные экспериментальные данные указывают на вероятность образования геденбергит-андрадит-

актинолитовых ассоциаций с магнетитом и кварцем при заданном валовом составе пород в области $T = 450°$ С при низком парциальном давлении кислорода и давлении воды, равном 1000 атм.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В УСЛОВИЯХ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУР И ДАВЛЕНИЙ В РЯДУ: ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНАЯ ПОРОДА — АМФИБОЛИТ — ЭКЛОГИТ

Благодаря применению физико-химических методов анализа природных парагенезисов, а также экспериментальным исследованиям при высоких температурах и давлениях в последние 10—15 лет были решены многие принципиальные вопросы, связанные с возможными условиями образования эклогитов. Однако взаимоотношения эклогитовых пород с гранулитами, амфиболитами, глаукофановыми и зелеными сланцами, с которыми эклогиты нередко тесно ассоциируют в метаморфических толщах, продолжают оставаться предметом обсуждения и дискуссий.

Можно выделить два основных вопроса, встающих перед исследователем, изучающим подобные комплексы. 1. Является ли эклогит «изофациальным» с ассоциирующими с ним породами? Какие факторы обусловили их совместное нахождение, кажущееся, на первый взгляд, невозможным (эклогит среди амфиболитов, зеленых сланцев и т. д.)? 2. Какова природа исходного вещества, за счет которого шло образование эклогита и окружающих пород? Этот вопрос особенно интересует исследователей в том случае, когда ставится задача реконструкции первичного состава метаморфических комплексов.

Детальное изучение метаморфических комплексов древних щитов показывает, что в их строении преобладают породы первично осадочного генезиса, а не гранитные и габброидные образования (Пара- и ортоамфиболиты..., 1972; Сидоренко, Лунева, 1972). В то же время среди осадочных геосинклинальных толщ значительное распространение имеют осадочные породы, химический состав которых позволяет предполагать, что в процессе метаморфизма в условиях, близких к изохимическим, они могут быть преобразованы в амфиболиты, гранулиты и эклогиты (Розен, 1969). К таким породам — осадочным аналогам или химическим эквивалентам амфиболитов (эклогитов) — относятся некоторые мергели, глинистые и глинисто-карбонатные породы. В связи с этим представляло интерес экспериментально исследовать процессы преобразования таких осадочных пород при высоких T и P, изучить особенности образующихся минеральных ассоциаций (возможность и условия, необходимые для образования амфиболитовой и эклогитовой ассоциаций), а также

сравнить полученные данные с данными по базальтовым системам.

В качестве исходных образцов для настоящего исследования были выбраны: 1 — глинисто-карбонатная порода, по химическому составу близкая к основным магматическим породам, с которой ранее были проведены эксперименты при $P_{H_2O}=0{,}5$— — 2кб и $T=400$—550° С (Ганеев и др., 1975); 2 — эклогитовая порода из метаморфической толщи амфиболитовой фации Кокчетавской глыбы.

Техника эксперимента

Эксперименты проводились на установке высокого давления типа модифицированных наковален Бриджмена («наковален с лунками»). Рабочая камера высокого давления образуется сферическими углублениями (лунками) верхнего и нижнего пуансонов, изготовленных из твердых сплавов (рис. 59). Схема сборки ячейки высокого давления, используемая в экспериментах, представлена на рис. 59, *б*. Большинство опытов проводилось с ячейками, нагреватель которых представлял собой графитовую втулку с толщиной стенок 2 мм. Исследуемое вещество помещалось в центральную часть нагревателя. Остальное пространство внутри графитовой втулки заполнялось пирофиллитом.

Среди исследуемого вещества располагались два платиновых диска толщиной 0,3 мм, которые выполняли двоякую роль: во-первых, они отделяли центральную часть образца, которая в дальнейшем после опыта подвергалась анализу, тем самым препятствуя возможному поступлению материала в образец извне; во-вторых, диски служили термопроводниками, выравнивающими температурное поле в образце.

Градуировка рабочей камеры по давлению была проведена путем определения давления фазовых равновесий: кальцит⇄⇄арагонит (Johannes, Puhan, 1971; Mirwald, 1976 и др.), альбит⇄жадеит+кварц (Newton, Smith, 1967; Hays, Bell, 1973 и др.), кварц⇄коэсит (Kitahara, Kennedy, 1964; Boettcher, Wyllie, 1968 и др.). Калибровочные опыты проводились в том же интервале температур и давлений (550—850° С, 10—30 кб) и по аналогичной методике, что и опыты с исследуемыми составами (табл. 33). Градуировочный график, построенный на основании изучения указанных превращений при высоких температурах показывает (рис. 60), что зависимость между давлением в образце и создаваемым усилием (давлением в нижнем цилиндре пресса) близка к линейной по крайней мере в диапазоне 10—30 кб.

Сравнение данной градуировки с градуировкой, проведенной при комнатной температуре по реперам Bi I⇄Bi II и Tl II⇄⇄Tl III, обнаруживает их заметное расхождение. При 10 кб разница составляет 1—2 кб, при 30 кб 6—8 кб. Возможная при-

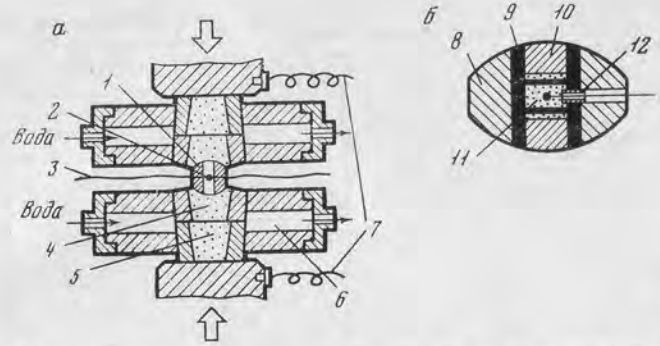


Рис. 59. Схема аппарата высокого давления (*а*) и реакционной ячейки (*б*)

1 — рабочая камера, заполненная литографским камнем; *2* — образец; *3* — термопарная проволока; *4* — твердый сплав пуансона; *5* — твердый сплав подставки; *6* — объем, в котором циркулирует проточная вода для охлаждения; *7* — электроды; *8* — литографский камень; *9* — графит; *10* — пирофиллит; *11* — исследуемое вещество; *12* — термопара и керамический изолятор

чина наблюдаемого несоответствия состоит в том, что при высоких температурах существенно могут измениться физико-химические свойства материалов, являющихся средой, передающей давления образцу.

С повышением T в литографском камне возможны фазовые превращения как с уменьшением объема (кальцит⇄арагонит), так и с увеличением объема в результате плавления на контакте с нагревателем при более высоких T (Литвин, Ишбулатов, 1975).

Таким образом, можно отметить, что в камерах высокого давления данного типа истинное давление в образце может существенно зависеть от материала, передающего давление в камере, а также от распределения температур в камере, т. е. вида нагревателя. Общие закономерности влияния этих факторов в каждом случае требуют изучения, однако можно сделать вывод о том, что градуировка камеры по давлению должна проводиться при условиях, максимально приближенных к условиям эксперимента. В настоящей работе давление оценивалось в соответствии с градуировкой, проведенной при высоких температурах. Точность оценки при этом, по-видимому, не превышает ±2 кб.

Температура контролировалась в опытах термопарами платина—платинородий (10% Rh) и хромель—алюмель, которые располагались непосредственно в образце. Измерение температуры в трех разных точках тремя независимыми термометрами показало, что градиент по радиусу образца (от центра к нагревателю) на расстоянии 2,6 мм составляет при ~750° С (в центре) — +15° С, при ~850° С — +20° С. Градиент по вертикали от

Таблица 33

Результаты опытов по градуировке камеры высокого давления при высоких температурах по реакциям кальцит (Cc) ⇄ арагонит (Ar), альбит (Ab) ⇄ жадеит (Jd) + кварц (Q), кварц (Q) ⇄ коэсит (Coes)

№ опыта	*P*, атм в нижнем цилиндре пресса	*T*°, C	Выдержка, часы	Состав исходной смеси	Состав продуктов опыта
			I. Кальцит ⇄ арагонит		
100	60	550	4	Cc + H_2O	Cc
97	70	540	5	»	Ar
98	80	530	4,5	»	Ar
116	100	800	1	»	Cc
			II. Альбит ⇄ жадеит + кварц		
83	100	620	10	Ab (85%) + аморф. SiO_2 (15%) + H_2O	Ab, Q
83	110	620	8	Ab (40%) + Jd (40%) + + аморф. SiO_2 (20%) + + H_2O	Jd, Q>Ab
82	120	620	10	»	Jd, Q
136	120	800	6	»	Ab>Jd, Q
117	130	800	6	»	Jd, Q (следы Ab)
124	1240	800	5	»	Jd, Q
			III. Кварц ⇄ коэсит		
119	160	550	6	Q (30%) + Coes × × (30%) + аморф. SiO_2 (40%) + K_2O	Q
120	170	550	6	»	Coes>Q
68	160	810	4,5	»	Q
67	170	780	3	»	Q
66	180	800	5	»	Q ≫ Coes
65	190	800	4,5	»	Coes

центра к краю образца на расстояние 1,5 мм соответственно —20 и —25° С. Таким образом, максимальный абсолютный градиент составляет: при 750°—35±5° С, при 850—45°±5° С.

В тех случаях, когда термопара отказывала, а также в ряде повторных опытов температура оценивалась по мощности нагревателя. Отклонения температуры от опыта к опыту не превышали ±20° С. В ходе опыта температура поддерживалась с точностью ±10° С.

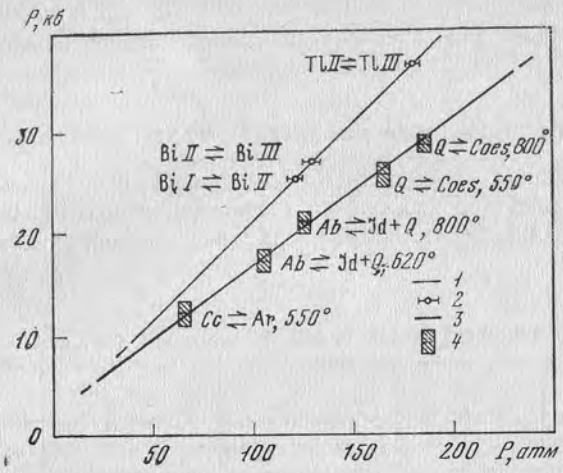


Рис. 60. Зависимость давления в образце от давления в нижнем цилиндре пресса (градуировка камеры по давлению)

1 — градуировка по фазовым переходам Bi *I* ⇄ Bi *II*; Bi *II* ⇄ Bi *III*, Tl *II* ⇄ Tl *III* при комнатной температуре; *2* — возможные погрешности при определении давления фазового перехода; *3* — градуировка по твердофазовым реакциям при высоких температурах — в качестве реперов использованы данные по равновесиям кальцит ⇄ арагонит (Simmons, Bell, 1963; Froese, Winkler, 1966; Johannes, Puhan, 1971; Mirwald, 1976), альбит ⇄ жадеит + + кварц (Birch, Le-Compte, 1960; Newton, Smith, 1967; Johannes e. a., 1971; Hays, Bell, 1973), кварц ⇄ коэсит (Boyd, England, 1960; Kitahava, Kennedy, 1964; Boettcher, Wyllie, 1968б; Roy, Frushour, 1971); *4* — возможные погрешности в определении равновесия твердофазовых реакций, связанные с расхождением данных разных авторов и точностью используемого экспериментального метода

Процедура проведения экспериментов

Истертый порошок пробы помещался в центральную часть трубчатого графитового нагревателя. Анализируемая часть образца отделялась от остальной части сверху и снизу платиновой фольгой. Опыты проводились в присутствии воды при неконтролируемом режиме летучих. Количество добавленной воды составило 10—15% от веса пробы. Потеря веса образца при высушивании после опыта показывает, что свободная вода присутствовала в образце во время эксперимента.

Опыты проводились по следующей схеме: предварительно создавалось давление несколько ниже заданного, затем поднималась температура до требуемого значения, после чего давление доводилось до необходимой величины. Закалка образца осуществлялась путем выключения электропитания нагревателя. Охлаждение было практически мгновенным. Образцы после опыта исследовались в иммерсионных жидкостях с различными показателями преломления. Для всех образцов были получены

дифрактограммы, сравнение которых лучше всего фиксировало появление новых фаз и относительное изменение от опыта к опыту их количественных соотношений.

Используемые для исследования составы

Эксперименты проводились с составами природных образцов глины и эклогита, а также со стеклами, приготовленными из этих пород. Химическая характеристика исходных составов дана в табл. 34.

Таблица 34

Химический состав (в вес. %) исходных образцов

Окислы *	Глина	Стекло глины	Эклогит	Стекло эклогита
SiO_2	51,29	51,48	48,36	48,98
TiO_2	0,52	0,62	0,42	0,60
Al_2O_3	18,47	18,33	15,58	15,22
Fe_2O_3	6,99	8,39	1,67	9,36
FeO	4,13	2,78	9,98	3,13
MnO	0,19	0,25	0,15	0,19
CaO	6,98	6,92	11,81	11,86
MgO	6,05	5,97	9,06	8,75
Na_2O	1,60	1,53	1,81	1,60
K_2O	3,67	3,52	0,13	0,23
P_2O_5	0,13	0,21	0,03	0,05
S **	3,32	—	—	—
CO_2	6,31	—	—	—

* Составы приведены к 100% без учета летучих (H_2O, CO_2).
** Содержание S и CO_2 в безводном образце.

Стекла готовились путем расплавления тщательно измельченной и перемешанной пробы при $T=1400°$ С в платиновом тигле в течение 1 часа с последующей закалкой. Иммерсионное изучение стекол показало отсутствие в них каких-либо фаз и относительную однородность их состава (постоянный показатель преломления).

Как видно из табл. 34, при плавлении природных образцов происходило некоторое изменение их химического состава, которое выражалось для глин в частичном окислении пиритного железа и почти в полном удалении серы, углекислоты и воды, а для эклогита — в существенном изменении соотношения FeO/Fe_2O_3. Изменение содержаний остальных элементов было незначительным.

Результаты изучения продуктов экспериментов

Карбонатсодержащая глина. Вследствие того что реакции преобразования глинистого вещества сопровождаются освобождением H_2O и CO_2, флюидная фаза в процессе опыта, помимо H_2O, содержала некоторое количество CO_2. Соотношение H_2O и CO_2 в условиях открытой системы весьма неопределенно. Учитывая наличие H_2O и CO_2 в исходном образце, а также количество добавленной к образцу воды, можно сделать вывод о том, что максимальная доля CO_2 во флюиде, по-видимому, не превосходила 10—20 мол.%.

Специальные опыты с различной выдержкой (до 62 часов) при 10 и 25 кб (700 и 825° С) показали, что при продолжительности опыта больше 8—12 часов заметного изменения дифрактограмм продуктов не происходит. С учетом этого выдержка опыта составляла, как правило, 8—12 часов. Проведенные эксперименты подтвердили возможность изучения преобразования вещества исходной осадочной породы в субсолидусной области, не прибегая к предварительной стадии полного расплавления образца (Горохов, 1972).

В диапазоне 10—30 кб проведено две серии опытов при температурах 800—850 и 700—750° С. Условия опытов и результаты изучения образцов после опытов представлены в табл. 35. В продуктах опытов при $T>825°$ С наблюдалось некоторое количество стекла, которое располагалось в наиболее горячей зоне вблизи нагревателя. Количество стекла варьировало в зависимости от T и P, но не превосходило 10% от общего объема образца. При $T>850°$ С стекло появлялось также в центральной зоне образца (3—5%). Таким образом, начало частичного плавления в условиях проведения эксперимента может быть оценено температурой в 830—850° С. В опыте при 29,5 кб и 825° С стекла не наблюдалось. По-видимому, с ростом давления T плавления несколько повышается.

На основании результатов, представленных в табл. 35 и на рис. 61, могут быть сделаны следующие выводы. В условиях давлений до 10—12 кб при 700—850° С образующаяся минеральная ассоциация представлена главным образом плагиоклазом, слюдой (биотитом) и амфиболом. Кварц, если он имеется, составляет меньше 5%. Из рудных минералов преобладает пирротин. В опытах при $T\geqslant800°$ С он встречается в виде мелких шариков (0,1—0,3 мм), а в горячей зоне при $T>830°$ С в виде каплевидных выделений (до 1—2 мм) среди частично расплавленного образца. По-видимому, в этих условиях пирротин составляет основную часть образующегося сульфидного расплава, который существует, не смешиваясь с силикатным расплавом. Опыты, проведенные при 11 кб и температурах 450, 550 и 650° С длительностью 6—8 часов показали, что переход пирита в пирротин происходил между 450 и 550°. Сравнение дифрактограмм

Таблица 35

Результаты изучения продуктов экспериментов с карбонатсодержащей глиной

№ опыта	P, кб	$T°$, С	Выдержка, часы	Присутствующие фазы*
57	10	710	62	Pl + Bi + Amf + (Q) + Pyr
80	10	820	9	Pl + Amf + Bi + (Q) + Pyr + L
128	11	450	8	S + Q + D + (Pl) + P
127	11	550	6	S + Q + D + (Pl) + Pyr + (P)
126	11	650	6	S + Q + Pl + (D) + Pyr
76	13	835	8	Amf + Bi + Pl + Q + (Gr) + (Px) + Pyr + L
45	13,5	700	8	Amf + Bi + Pl + Q + Gr + (Px) + Pyr
84	14,5	820	9	Amf + Bi + Gr + Q + (Pl) + (Px) + Pyr + L
77	16	835	8	Gr + Bi + Amf + Q + (Px) + Pyr + L
60	17,5	710	12	Gr + Bi + Amf + Q + (Px) + Pyr
74	17,5	810	8	Gr + Bi + Amf + Q + (Px) + Pyr + L
79	20,5	815	9	Gr + Bi + Px + Q + (Sa) + Pyr + L
50	25	710	12	Gr + Px + Q + (Bi) + (Sa) + Pyr
102	25	820	8	Gr + Px + Q + (Sa) + Pyr + L
104	29,5	825	5	Gr + Px + Q + (Sa) + Pyr

Примечание. Здесь и далее в таблицах приняты сокращения: Amf — амфибол, Bi — биотит, D — доломит, Gr — гранат, P — пирит, Pyr — пириотин, Px — пироксен, Q — кварц, Sa — санидин, R — рудный минерал (магнетит, рутил), S — слюда (гидрослюда)

продуктов опытов при 550 и 650° С показывает, что в этом интервале температур происходит значительный рост количества плагиоклаза, в то же время резко уменьшается количество доломита и в меньшей степени кварца. В опытах при 710° доломит полностью отсутствует.

С ростом давления количество плагиоклаза значительно уменьшается. Это отчетливо фиксируется на дифрактограммах: рефлексы плагиоклаза становятся менее выражены при 14,5 кб и совсем отсутствуют при 16 кб. Начиная с 13—14 кб появляется гранат, однако его количество незначительно и определяется только оптически. В целом интервал давлений 13—16 кб характеризуется минеральной ассоциацией, в которой устойчивыми фазами являются амфибол, биотит, плагиоклаз, гранат, пирротин, а также в незначительных количествах, возможно, присутствуют кварц и пироксен.

При $P \geqslant 16$ кб количество граната резко увеличивается, плагиоклаз совсем исчезает, уменьшается количество амфибола. Заметно возрастает количество кварца, который при этих давлениях определяется рентгенографически. С ростом давления количество граната и кварца увеличивается. Между 17 и 20 кб

амфибол исчезает. Таким образом, в интервале 16—19 кб минеральная ассоциация представлена гранатом, амфиболом, биотитом, кварцем и пирротином (+пироксен?).

В опытах при 20 кб наряду с гранатом, биотитом, кварцем и пирротином обнаруживается в заметных количествах пироксен.

При 25 и 29,5 кб биотит не устойчив. Оптическое изучение продуктов позволяет предполагать присутствие при этих давлениях калиевого полевого шпата. Таким образом, минеральная ассоциация, образующаяся при $P > 25$ кб по набору основных фаз (гранат, пироксен, кварц), становится близкой к эклогиту. В отличие от типичного эклогита присутствуют пирротин и калиевый полевой шпат (?).

Стекло глины. Условия экспериментов и результаты изучения продуктов опытов представлены в табл. 36.

В образцах, бывших при $T > 830°$ на контакте с нагревателем, отмечалось частичное плавление. Объем расплава (стекла) в образцах не превосходил 10%. В некоторых опытах в центральной части сохранялось частично исходное стекло (до 20%), которое не успело полностью раскристаллизоваться за время опыта. В этом случае образец имел зональный облик. С увеличением T и P, а также времени выдержки степень раскристаллизации была, как правило, выше. В ряде опытов образец был полностью равномерно раскристаллизован, и, за исключением зоны частичного плавления, других зон не наблюдалось.

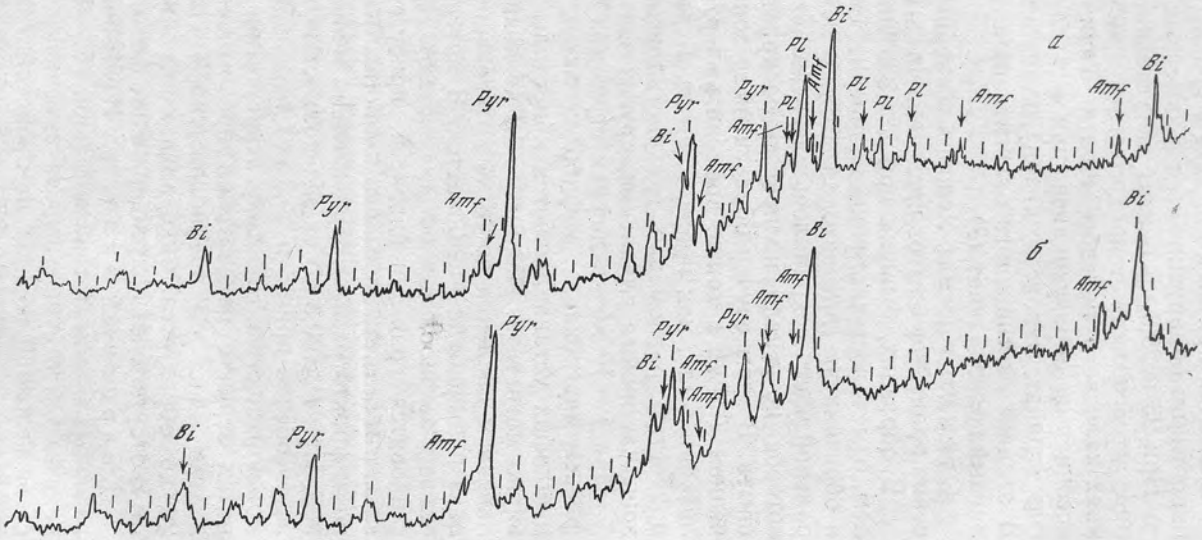
При $P = 10$ кб на дифрактограммах четко фиксируются рефлексы плагиоклаза, амфибола, слюды (биотита). В иммерсии и шлифах устанавливаются кристаллы рудного минерала, очевидно магнетита. Начиная с 10 кб появляется и гранат. С увеличением давления до 13 кб интенсивность рефлексов плагиоклаза и амфибола уменьшается. В интервале 13—17,5 кб плагиоклаз и амфибол полностью исчезают. Преобладающими фазами становятся гранат и пироксен, присутствуют кварц, магнетит, слюда (биотит), возможно, санидин. Количество биотита, судя по дифрактограммам, значительно меньше, чем в опытах с глиной. При $P \geqslant 20{,}5$ кб слюда полностью исчезает, более отчетливо (особенно при 25 и 29,5 кб) проявляются рефлексы, которые можно отнести к санидину. Присутствие в иммерсионных препаратах зерен с показателем преломления ниже, чем у кварца, подтверждает это предположение. Таким образом, при P выше 20 кб образуется минеральная ассоциация, в которой полностью отсутствуют водусодержащие фазы.

Кварцевый эклогит. Изучение продуктов опытов, проведенных в присутствии воды при 750—800° С и давлении 10 кб, показало, что существенных изменений в минералогическом составе исходной породы не происходит при продолжительности опыта до 24 ч (табл. 37). В образцах наблюдалась частичная перекристаллизация материала с образованием хорошо ограненных кристаллов граната и лишь незначительно увеличива-

Рис. 61. Дифрактограммы продуктов опытов с глинисто-карбонатной породой при высоких давлениях (θ, Cu_α)

а — 10 кб, 820° С; *б* — 14,5 кб, 820° С, *в* — 17,5 кб, 870° С, *г* — 20,5 кб, 815° С

Здесь и далее в рисунках приняты следующие обозначения: *Amf* — амфибол, *Bi* — биотит, *D* — доломит, *Gr* — гранат, *Pl* — плагиоклаз, *P* — пирит, *Px* — пироксен, *Pyr* — пирротин, *S* — слюда (гидрослюда); *Sa* — санидин, *Q* — кварц



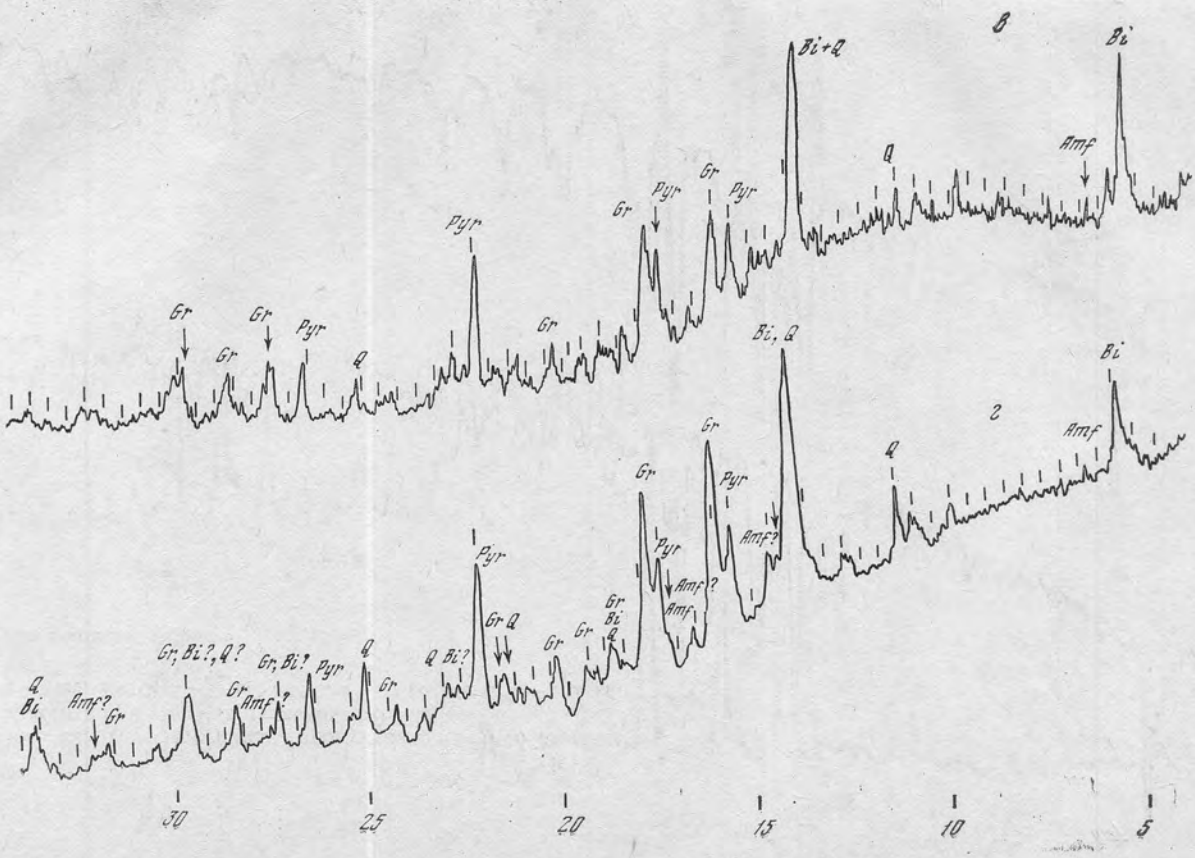
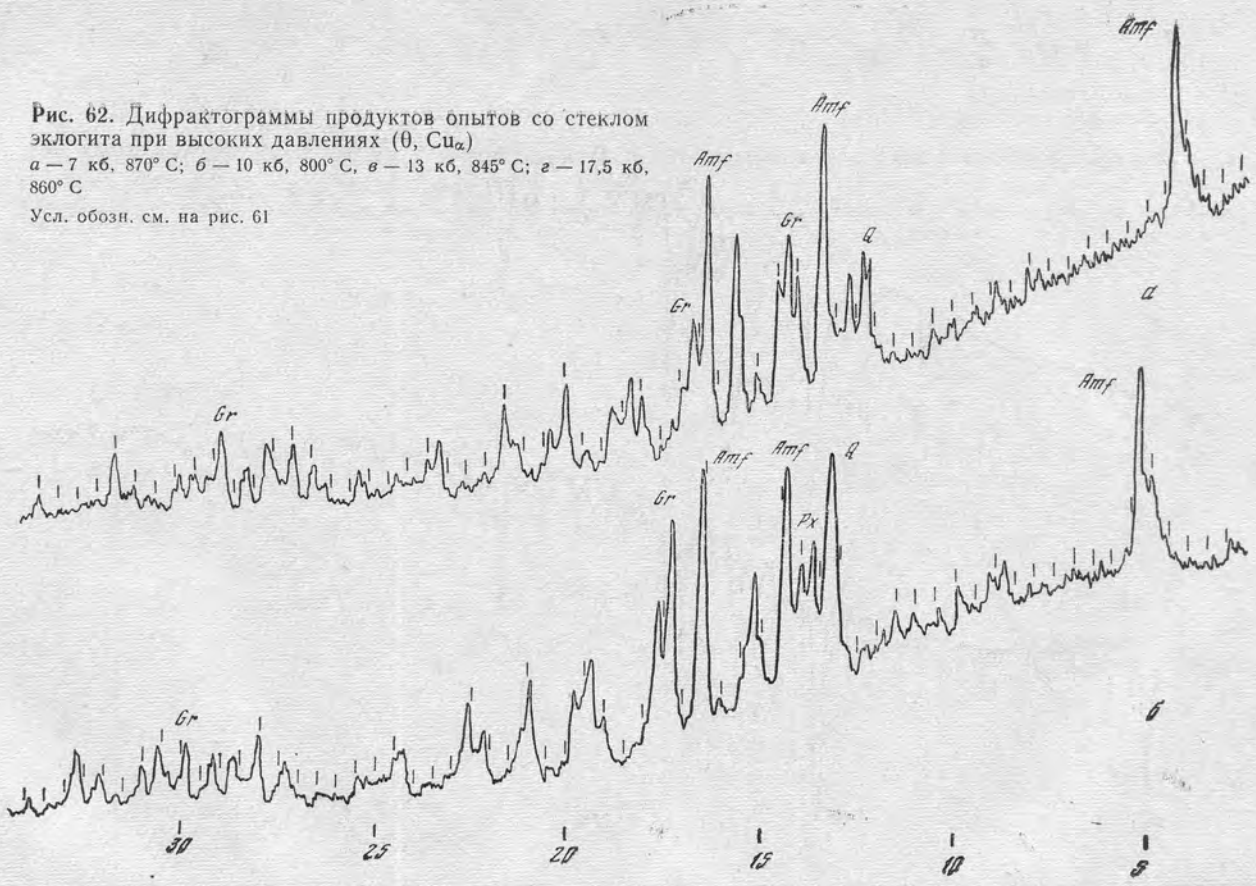


Рис. 62. Дифрактограммы продуктов опытов со стеклом эклогита при высоких давлениях (θ, Cu_α)

а — 7 кб, 870° С; *б* — 10 кб, 800° С, *в* — 13 кб, 845° С; *г* — 17,5 кб, 860° С

Усл. обозн. см. на рис. 61



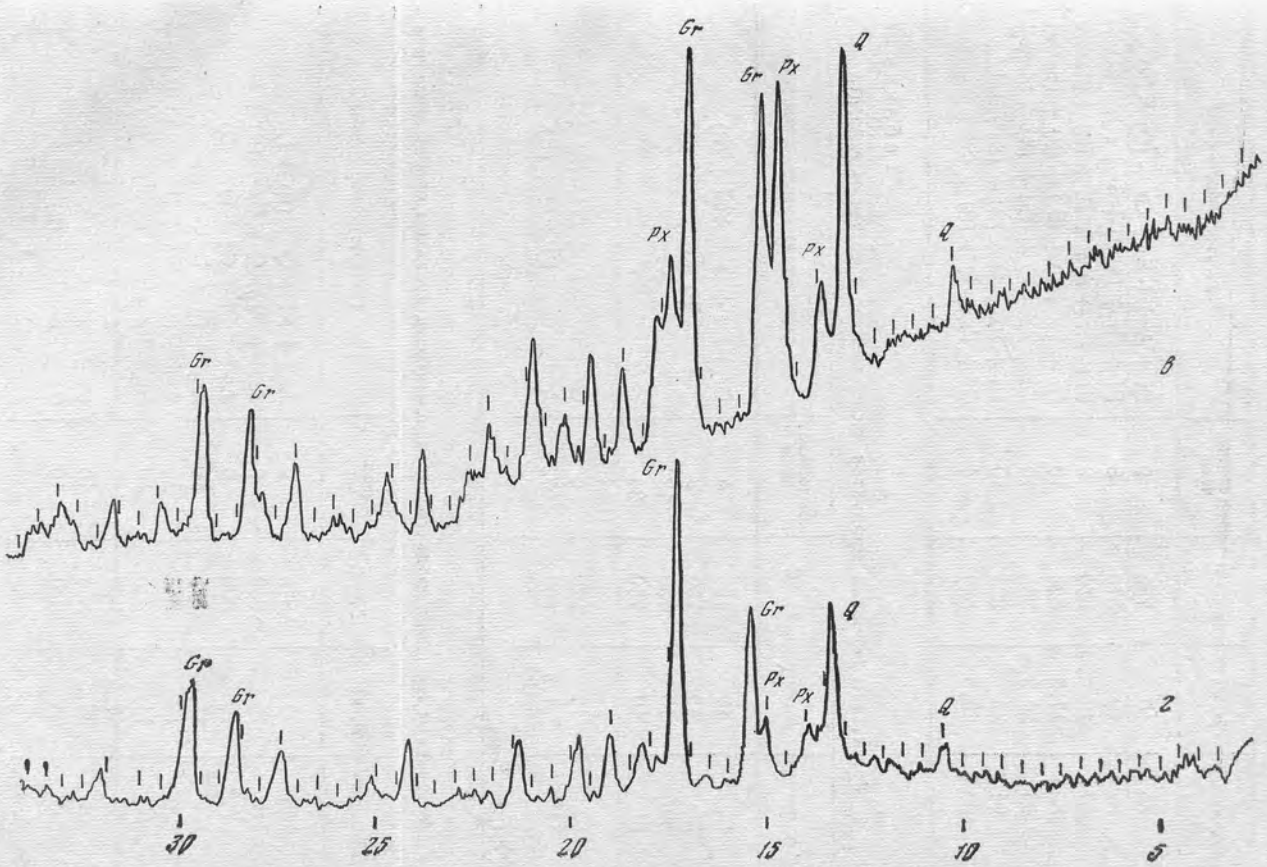


Таблица 36

Результаты изучения продуктов экспериментов с составом стекла глины

№ опыта	P, кб	T, °С	Выдержка, часы	Присутствующие фазы
85	10	780	9	Pl + Amf + Bi + Gr + (Q) + (R)
88	10	870	8	Pl + Gr + (Amf) + Bi + (Q) + (R) + L
87	13	830	9	Pl + Gr + Amf + Bi + (Q) + (R) + L
86	17,5	825	10	Gr + Px + Q + (Bi) + (R) + (Sa?) + L
96	20,5	850	10	Gr + Px + Q + (Bi) + (R) + (Sa?) + L
94	25	825	10	Gr + Px + Q + (R) + (Sa?) + L
103	29,5	820	4	Gr + Px + Q + (R) + (Sa?)

Таблица 37

Результаты изучения продуктов экспериментов с составом эклогита

№ опыта	P, кб	T, °С	Выдержка, часы	Присутствующие фазы
64	10	795	4	Gr + Px + Q + Amf + (R)
58	10	750	8	То же
59	10	750	12	»
61	10	750	24 (12+12)	»
62	10	920	6	Gr + Px + Pl + Q + (R) + L
113*	1,5	600	672	Amf + Gr + Pl + Q + (R)

*$P_{H_2O} = P_{общ}$

Таблица 38

Результаты изучения продуктов экспериментов с составом стекла эклогита

№ опыта	P, кб	T, °С	Выдержка, часы	Присутствующие фазы
108	7	870	9	Amf + Pl + Q + (R) + L
110	10	830	9	Amf + Pl + Q + Gr + (R) + L
78*	10	800	8	Amf + Pl + Gr + Q + (R)
92	11,5	825	10	Amf + Pl + Gr + (Px) + Q + (R) + L
90	13	845	10	Amf + Gr + Px + (Pl?) + Q + (R) + L
93	14,5	825	10	Gr + Px + Q + (Amf) + (R) + L
89	17,5	860	10	Gr + Px + Q + (R) + L
91	20,5	855	10	Gr + Px + Q + (R) + L
95	25	830	10	Gr + Px + Q + (R)

* Исходным образцом служило стекло, полученное в опыте при 10 кб и 1400° С из эклогита.

лось количество амфибола. При 920° происходит частичное плавление образца, при этом на дифрактограмме фиксируется плагиоклаз, исчезают рефлексы амфибола, падает интенсивность рефлексов кварца. Таким образом, в реакции плавления участвуют, по-видимому, главным образом амфибол и кварц. Был поставлен специальный опыт по ретроградному изменению эклогита при $P_{H_2O} = P_{общ.} = 1{,}5$ кб и $T = 600°$ С. Исходное вещество с водой в герметичной платиновой ампуле выдерживалось в автоклаве в течение 25 дней. В продуктах опыта наблюдалось новообразование плагиоклаза и амфибола, которое фиксировалось появлением соответствующих рефлексов на дифрактограмме. Но и в этом случае гранат в основной массе сохранялся.

Стекло кварцевого эклогита. Условия экспериментов и результаты изучения продуктов опытов представлены в табл. 38.

Основные текстурные особенности образцов после опытов (степень раскристаллизации, размер минеральных индивидов) были такими же, как и в опытах со стеклом глины.

Минеральная ассоциация при 7 кб и 870° представлена плагиоклазом, амбифолом, рудными минералами и кварцем. Между 7 и 10 кб появляется гранат, количество которого с увеличением P возрастает главным образом за счет плагиоклаза и, возможно, амфибола, как это можно видеть из сравнения дифрактограмм образцов, полученных при 10; 11,5 и 13 кб (рис. 62).

В отличие от опытов со стеклом глины рефлексы амфибола выражены более отчетливо, и в количественном отношении амфибол является преобладающей фазой. При 13 кб рефлексы плагиоклаза почти полностью отсутствуют, зато появляются рефлексы пироксена и кварца.

Между 13 и 14,5 кб полностью исчезает амфибол. Состав минеральной ассоциации при 17,5 кб и выше является типично эклогитовым: гранат+пироксен+кварц+рудный минерал. Сравнение дифрактограмм образцов из опытов при этих давлениях с дифрактограммой исходной породы эклогита обнаруживает их явное сходство.

Обсуждение полученных данных

Общая схема изменения минеральных ассоциаций с давлением. Для всех изученных составов (исключая природный эклогит) наблюдается в общем похожая последовательность смены парагенетических ассоциаций с давлением (рис. 63). В условиях $P_{H_2O} \leqslant P_{общ}$ при 750—800° и давлении ниже 7 кб синтезируется амфиболитовая ассоциация, главными породообразующими фазами в которой являются плагиоклаз и амфибол (для состава глины+биотит). В зависимости от состава при давлениях 7—12 кб гранат становится стабильной фазой, сосуществующей в равновесии с амфиболом и пла-

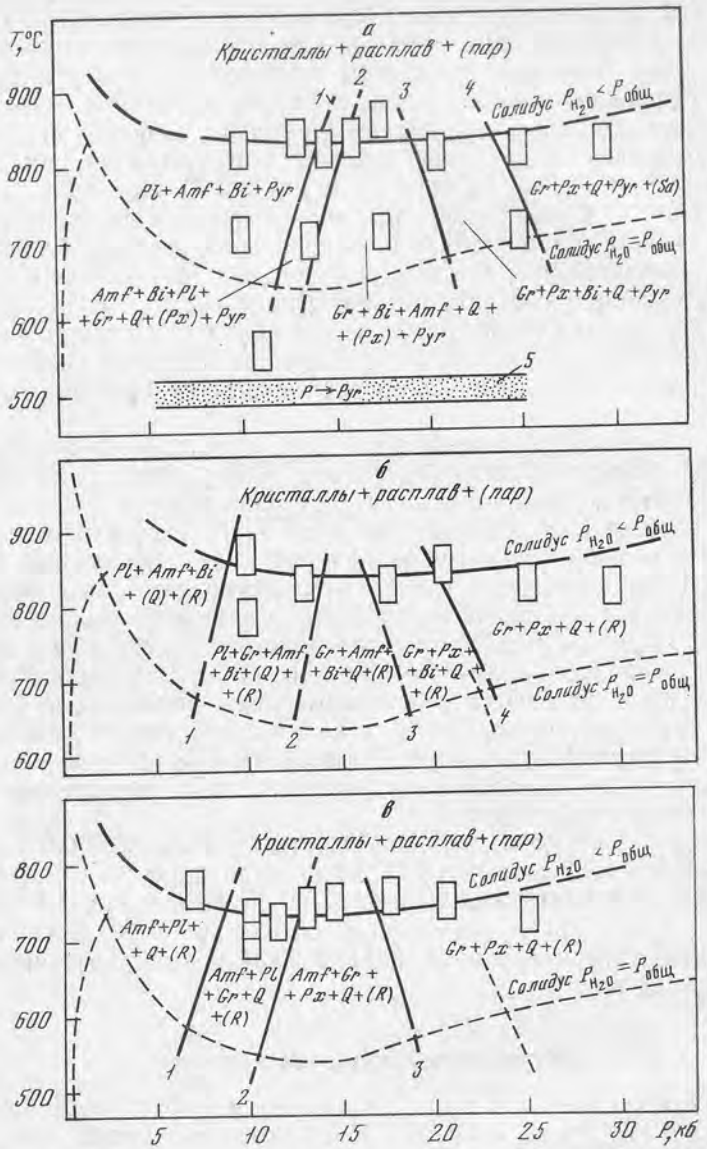


Рис. 63. Поля устойчивости минеральных ассоциаций для исследованных составов в условиях эксперимента

а — глинисто-карбонатная порода; *б* — стекло глинисто-карбонатной породы; *в* — стекло эклогита

1 — нижний предел устойчивости граната, *2* — верхний предел устойчивости плагиоклаза, *3* — верхний предел устойчивости амфибола, *4* — верхний предел устойчивости биотита; *5* — область перехода пирит→пирротин ($P \rightarrow Pyr$)

Солидус и пределы устойчивости амфибола в субсолидусной области для базальтового состава (пунктирные линии) в условиях $P_{H_2O} = P_{общ}$ (Йодер, Тилли, 1965; Lambert, Wyllie, 1972; Essene e. a., 1970)

Прямоугольниками показаны *P—T*-условия опытов. Их размер соответствует величине экспериментальной ошибки

гиоклазом (ассоциация плагиоклазсодержащего гранатового амфиболита). С ростом давления плагиоклаз исчезает (13—16 кб), главными фазами становятся гранат, амфибол (кварц) — ассоциация гранатового амфиболита без плагиоклаза. Помимо указанных минералов, во всем интервале давлений для состава стекла глины присутствует слюда (биотит) и пирротин.

Разложение амфибола для составов глины и стекол глины и эклогита происходит соответственно при давлениях 17—18 кб и 14—15 кб. Таким образом, ассоциация гранатового амфиболита без плагиоклаза для изученных составов устойчива в ограниченном интервале давления 1—3 кб. Для состава стекла эклогита образующаяся ассоциация при давлениях выше 15—16 кб не содержит водусодержащих фаз и является типично эклогитовой. Для состава глины и стекла глины, обогащенных щелочами (главным образом калием), после исчезновения амфибола в равновесии с гранатом и пироксеном (кварц+пирротин) присутствует слюда (биотит). Образующаяся минеральная ассоциация может быть названа биотитсодержащим эклогитом. Слюда остается устойчивой в этих составах до 20—25 кб. С разложением слюды исчезает последняя водусодержащая фаза. Наряду с минералами, типичными для эклогита, в этих составах присутствует санидин (?) и санидин (?)+пирротин.

Таким образом, исследованный интервал давлений характеризуется преобразованием амфиболитовой ассоциации в эклогитовую. Этот переход не является резким, а представляет собой непрерывный ряд реакций между основными породообразующими фазами. Главные этапы перехода, связанные с появлением и исчезновением отдельных фаз, могут быть выражены следующими схематическими реакциями:

$$Pl + Amf + (Px) \rightarrow Gr + Pl^{i} + Amf^{i} + (Px^{i}) + Q \quad (1)$$

$$Gr + Pl^{i} + Amf^{i} + (Px^{i}) \rightarrow Gr^{i} + Amf^{ii} + Px^{ii} + Q \quad (2)$$

$$Am^{ii} + Gr^{i} + Px^{ii} \rightarrow Gr^{ii} + Px^{iii} + Q + H_2O. \quad (3)$$

Кроме этого, для составов глины и стекла глины:

$$Bi + Gr^{ii} + Px^{iii} \rightarrow Sa + Gr^{iii} + Px^{iv} + H_2O. \quad (4)$$

Достижение равновесия и обратимость реакций. Сравнение результатов опытов с эклогитовой породой и стеклом аналогичного состава (отличаются от степени первичной окисленности) показывает, что скорость кристаллизации новых фаз существенно зависит от структурного состояния образца. Стекло в присутствии воды при 10 кб (T=800° С) успевает полностью раскристаллизоваться за 8 ч с образованием амфиболитовой ассоциации. В то же время в опытах с породой частичное ретроградное изменение с образованием амфибола удается получить лишь в очень продолжительных опытах (~1 мес) при P_{H_2O}=1.5 кб и T=600° С.

Эссене с соавторами (Essene e. a., 1970), изучавшие амфиболит-эклогитовый переход для базальтовых составов, также отмечают трудность перекристаллизации синтезируемой в опытах эклогитовой ассоциации в амфиболит. Кристаллизация амфибола и плагиоклаза за счет граната и пироксена происходила лишь в опытах продолжительностью больше 48 ч в условиях $P_{H_2O}=P_{общ}$ при 900° С на 5—10 кб ниже верхнего предела устойчивости амфибола, установленного в опытах с использованием стекла. Таким образом, существует большая неопределенность в определении границ равновесных ассоциаций. Кроме того, следует иметь в виду, что при определении фазовых границ путем изучения обратимости реакций может наблюдаться значительная асимметрия определяемых границ в ту или другую сторону от истинной линии равновесия. В случае определения устойчивости амфибола ошибка может достигать: в сторону занижения — 3—8 кб (по перекристаллизации эклогита в амфиболит), в сторону завышения — 2 кб (по синтезу из стекла).

Влияние температуры. Опыты, проведенные при температурах в 700—800°, свидетельствуют о том, что давление, при котором протекают реакции, мало зависит от температуры, т. е. фазовые границы имеют крутые наклоны на P—T-диаграмме. Это согласуется с данными других исследователей (Lambert, Wyllie, 1972; Essene e. a., 1970 и др.).

Таким образом, существующий температурный градиент в образце в процессе опыта существенно не влиял на определение пределов устойчивости наблюдаемых минеральных ассоциаций.

Главные особенности минеральных ассоциаций. Наблюдаемая в экспериментах последовательность изменения минеральных ассоциаций с давлением, а также диапазон давлений, в котором происходит переход от амфиболита к эклогиту, в целом согласуется с известными данными по системе базальт — вода (Геншафт и др., 1967; Lambert, Wyllie, 1972 и др.). Состав стекол глины и эклогита близок к базальтовому соответственно щелочного и кварц-толеитового типов. Если учесть, что часть Fe^{++} связана с серой в пирротине, то состав глины также можно отнести к щелочному базальтовому типу. Вследствие этого отмеченное общее сходство вполне понятно. Рассмотрим более детально особенности минеральных ассоциаций для каждого из составов.

Для различных составов отмечается разница в давлениях, при которых появляется гранат и исчезает плагиоклаз. В опытах с карбонатсодержащей глиной гранат появляется при бо́льших давлениях (~13 кб), чем в опытах со стеклами глины и эклогита (~10 кб). Объясняется это, по-видимому, большей железистостью двух последних составов по сравнению с исходным составом глины.

Давление, необходимое для появления граната в сухих условиях, в значительной степени зависит от отношения Fe/Mg в исходном составе. При этом также отмечалось, что окисление образца задерживает образование граната и способствует сохранению плагиоклаза до более высоких давлений. По данным Ламберта и Уайли (Lambert, Wyllie, 1972), для кварцевого толеита гранат становится стабильной фазой при $P_{H_2O}=P_{общ}>$ >14 кб (T=700—800° С). Составы стекла глины и стекла эклогита по сравнению с кварцевыми толеитами более обогащены железом, поэтому появление граната при более низких давлениях в этих образованиях, очевидно, указывает на то, что железистость в присутствии воды так же, как и в сухих условиях, в значительной степени определяет нижний предел стабильности альмандинового граната. При этом большая первичная окисленность стекла глины и стекла эклогита не препятствовала проявлению этой закономерности. По-видимому, этому способствовало то обстоятельство, что в ходе опыта в присутствии графитового нагревателя происходило частичное восстановление образца. Таким образом, истинное отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} в образце могло быть значительно выше, чем в исходном образце.

Для состава глины, в котором значительная часть Fe^{2+} связана с серой, железистость силикатной части существенно меньше, чем в стекле глины и стекле эклогита. Это является, очевидно, главной причиной появления граната в этом составе при более высоких давлениях.

Величина P_{H_2O} существенно влияет на пределы устойчивости водусодержащих фаз амфибола и слюды. Оценка P_{H_2O} в опытах с негерметизированным образцом является крайне неопределенной. Определение P_{H_2O} по изменению T плавления силиката, для которого хорошо известна зависимость $T_{плав}$—P_{H_2O} (Перчук, 1973), в нашем случае представляет значительную трудность вследствие большого температурного градиента в образце. Кроме этого, следует учитывать, что P_{H_2O} в опыте может меняться вследствие частичной потери воды образцом; при одинаковом содержании воды в исходном образце фактическое P_{H_2O} может быть различно для разных исходных материалов (глина, стекло, кристаллический агрегат). По приближенной оценке, проведенной по T солидуса, давление водяного пара в экспериментах могло составлять 5—10 кб. С увеличением $P_{общ}$, по-видимому, наблюдалось некоторое увеличение и P_{H_2O}.

По имеющимся экспериментальным данным в условиях $P_{H_2O}=P_{общ}$ (T=700—800° С) амфибол устойчив до 17—22 кб, а биотит (в составах, обогащенных калием) остается устойчивой фазой при давлениях выше 30 кб (Lambert, Wyllie, 1972; Essene e. a., 1970 и др.). Таким образом, верхний предел по давлению устойчивости амфибола для составов стекол глины и эклогита в условиях эксперимента ($P_{H_2O}<P_{общ}$) ниже на 3—6 кб, чем при $P_{H_2O}=P_{общ}$. Большая устойчивость амфибола (до 17—18 кб) для состава глины, вероятно, связана с его меньшей железистостью и более высоким P_{H_2O} в процессе опытов по сравнению со стеклами.

Присутствие в исходном составе глины сравнительно большого количества серы обусловило кристаллизацию во всем изученном интервале давлений пирротина при 700—800° С. Переход основной массы пирита в пирротин, как установлено в опытах при 11 кб, происходит в интервале 450—550°. При 550° в продуктах еще фиксируются следы пирита, а при 650° и выше определяется только пирротин. В системе Fe—S пирит плавится инконгруентно с образованием пирротина (пирит→пирротин+жидкость) при 743° С и давлении паров серы (P_s) 10 атм. С уменьшением в системе парциального давления паров серы T плавления уменьшается: при $P_s<1$ атм она становится меньше 690° (Kullerud, Yoder, 1959). Освобождающаяся при плавлении пирита сера может реагировать с железистыми силикатами с образованием дополнительного количества пирротина. Как следует из экспериментальных данных (Kullerud, Yoder, 1959), такие реакции в присутствии воды протекают достаточно быстро. Очевидно, при $T>800°$ С пирротин, а также другие возможно присутствующие сульфиды (+окислы?) полностью или частично плавятся с образованием сульфидного расплава, не смешивающегося с силикатной жидкостью. Высокое P_{H_2O} в условиях опыта несколько понижает температуру плавления сульфидов по сравнению с сухими условиями (Kullerud, Yoder, 1959).

В заключение отметим, что проведенные исследования показали принципиальную возможность наблюдать в условиях эксперимента образование непосредственно за счет глинисто-карбонатных пород соответствующего состава минеральных ассоциаций высоких ступеней метаморфизма: амфиболита, гранатового амфиболита, эклогита. Особенности химического состава исходной осадочной породы приводят к образованию минералов, не являющихся типичными для продуктов метаморфизма базальтовых составов (в данном случае биотита, пирротина и калиевого полевого шпата). Не все проблемы, связанные с метаморфическим преобразованием осадочных пород, могут быть решены постановкой модельных экспериментов по данной методике. Это, в частности, касается таких вопросов, как поведение серы и изменение K/Na отношения в процессе метаморфизма осадочных пород, рассмотрение которых невозможно в рамках закрытой системы.

Некоторые вопросы генезиса эклогитовых пород в метаморфических толщах в свете экспериментальных данных

Экспериментальные исследования с базальтовыми составами в сухих условиях и при $P_{H_2O}=P_{общ}$ позволили представить основные особенности взаимоотношений минеральных ассоциаций габбро, амфиболита, гранулита и эклогита (рис. 64). В присутствии воды амфиболитовая минеральная ассоциация в широком

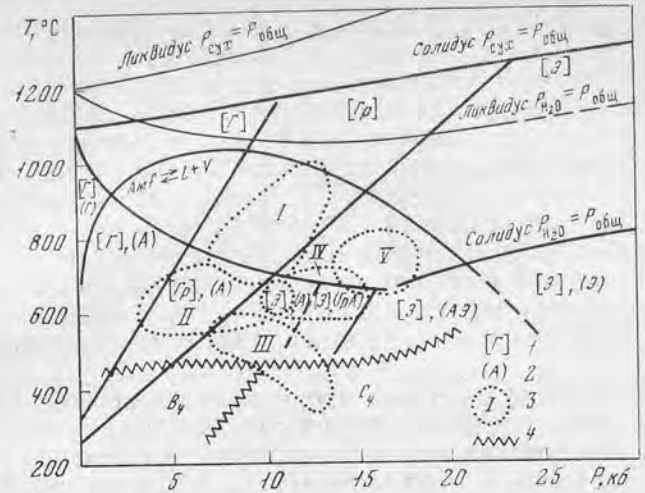


Рис. 64. Поля устойчивости минеральных ассоциаций в системе базальт — вода при высоких температурах и давлениях

Для «сухих» условий ($P_{сух}=P_{общ}$) по данным Грина и Рингвуда (Green, Ringwood, 1972), для условий $P_{H_2O}=P_{общ}$ по данным Ламберта и Уайли (Lambert, Wyllie, 1972)

1, 2 — субсолидусные ассоциации: *1* — при $P_{сух}=P_{общ}$, *2* — при $P_{H_2O}=P_{общ}$ (принятые сокращения: *Г* — габбро, *Гр* — гранулит, *Э* — эклогит, *А* — амфиболит, *ГрА* — гранатовый амфиболит, *АЭ* — амфибол, содержащий эклогит); *3* — *P—T*-условия образования природных эклогитов, определенные по геотермобарометрам (Перчук, 1970): *I — V* — эклогитовые породы (*I* — из гранулитов, *II* — из амфиболитов, *III* — из глаукофановых сланцев, *IV* — из зон разломов, *V* — из базальтов); *4* — границы фаций зеленых сланцев (B_4) и жадеит-лавсонит-глаукофановой фации (C_4) (Фации . . . , 1970)

диапазоне *P—T* накладывается на *P—T* область габбро, гранулита и эклогита. Таким образом, в условиях высоких P_{H_2O} эти ассоциации должны гидратироваться с образованием амфиболита. Однако при очень высоких P_{H_2O} вследствие растущей сжимаемости воды и образования в качестве стабильной фазы граната температурный предел устойчивости амфибола с увеличением P_{H_2O} падает (Fry, Fyfe, 1969). Это приводит к стабилизации эклогита относительно амфиболита. При уменьшении отношения $P_{H_2O}/P_{общ}$ область стабильности водусодержащих фаз должна уменьшаться (Маракушев, 1968). Это, в частности, подтверждают эксперименты, проведенные в настоящем исследовании.

Полученные данные показали, что для первично осадочных пород, по химическому составу приближающихся к основным изверженным породам, в условиях $P_{H_2O}>P_{общ}$ общий вид *P—T*-диаграммы остается таким же, как и для системы базальт — вода.

Для объяснения генезиса эклогитов в метаморфических толщах земной коры принципиальное значение имеет вывод, сделанный А. Э. Рингвудом и Д. Х. Грином (1968) о том, что эклo-

гит является устойчивой формой сухих базальтовых составов в пределах всей коры в условиях нормального геотермического градиента. Относительная редкость выходов эклогита на поверхность объясняется, по их мнению, кинетическими факторами, а также тем, что метаморфизм при низких и средних температурах идет при значительных давлениях водяного пара. Этот вывод был сделан на основании экстраполяции экспериментальных данных, полученных при $T>900°$ С, в область низких температур. Подобная интерпретация экспериментальных данных вызывает возражения у ряда исследователей (Kennedy, Ito, 1972), которые считают, что образование эклогита в земной коре возможно только при давлениях выше некоторого предельного значения.

Устойчивость эклогитов в земной коре в широком диапазоне T и P частично подтверждается петрологическими данными об условиях образования эклогитовых пород, встречающихся в виде небольших линз и межпластовых тел среди метаморфизованных пород типа амфиболитов, зеленых сланцев и глаукофановых сланцев (Borg, 1956; Coleman e. a., 1965; Bearth, 1959; Перчук и др., 1969 и др.). Оценки P—T-условий образования эклогитов по минеральным равновесиям (геотермобарометрам) показывают, что эклогитообразование в земной коре происходит при давлениях 4—15 кб и $T=300$—$950°$ (Перчук, 1970) (см. рис. 65).

Сравнение этих данных с экспериментально найденными областями устойчивости эклогита подтверждает предположение об устойчивости эклогита в земной коре, но для некоторых случаев экспериментальные границы для удовлетворительного совпадения должны быть сдвинуты в сторону уменьшения давления (или увеличения температуры). Конечно, данное сравнение весьма приблизительно, так как приведенные оценки значения P—T по минеральным равновесиям в эклогитах не отражают первоначальных условий образования данной породы, а относятся к «условиям окончательной фиксации равновесия» (Перчук, 1970). Кроме того, представленная диаграмма не учитывает особенностей состава всех эклогитовых пород. Однако эти данные подтверждают вывод о том, что эклогиты формируются в коре в широком диапазоне P—T-условий и в ряде случаев оказываются изофациальными по отношению к вмещающим породам (Перчук и др., 1969).

Рассмотрим кратко на основании имеющихся экспериментальных данных возможные факторы, определяющие совместное нахождение в одной ассоциации эклогитов с амфиболитами, зелеными сланцами и глаукофановыми сланцами, не касаясь конкретных примеров развития эклогитов в отдельных регионах.

Вариации химического состава. Представленная на рис. 65 диаграмма, составленная по экспериментальным данным для различных составов базальтов, хорошо иллюстрирует

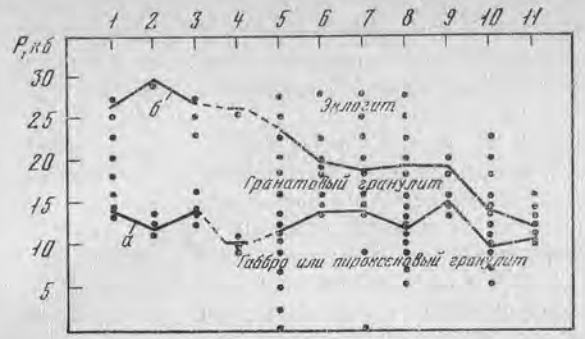


Рис. 65. Влияние состава исходных пород на давление, при котором появляется гранат (*а*) и исчезает плагиоклаз (*б*) при $T=1100°$ С (в «сухих» условиях), по данным Грина и Рингвуда (Green, Ringwood, 1972)

1 — риодацит; *2* — габбро-анортозит; *3* — андезит; *4* — базальт NMS (Kennedy, 1971); *5* — высокоглиноземистый базальт; *6* — кварцевый толеит; *7* — бедный щелочами кварцевый толеит; *8* — щелочной оливиновый базальт; *9* — окисленный, щелочной оливиновый базальт; *10* — бедный щелочами оливиновый базальт; *11* — лунный базальт (АПОЛЛО-11)

влияние химического состава на габбро-(гранулит-)эклогитовый переход. При одних и тех же условиях T и P существуют минеральные ассоциации габбро (пироксенового гранулита) и гранулита или гранулита и эклогита. Одним из основных факторов, вызывающих смещение границ ассоциаций, является разная железистость исходных пород. По оценке Маракушева (Маракушев, 1973), полный диапазон железистости смещает границу гранулит-эклогитового перехода при $T=600$—$800°$ С на 5—6 кб.

Таким образом, вариации химического состава исходных метаморфизуемых пород могут объяснять широко распространенное переслаивание эклогитов в одной фациальной зоне.

Как показывают данные настоящего исследования, в присутствии воды различие в химическом составе (железистости) также может привести к перемежаемости ассоциации плагиоклазсодержащих амфиболитов и гранатовых амфиболитов.

Пределы стабильности амфибола зависят от его состава (Gilbert, 1969; Essene e. a., 1970; Kushiro, 1970), поэтому принципиально возможна ситуация, когда при одних и тех же T, $P_{общ}$, P_{H_2O} будут существовать, например, эклогитовая и амфиболитовая ассоциации. Возможно, именно этим объясняется присутствие эклогита среди глаукофановых сланцев. Устойчивость глаукофана может быть значительно выше (по давлению), чем амфибола, который образуется при гидратации эклогита.

Вариации P_{H_2O}. По мнению А. Э. Рингвуда и Д. Х. Грина (1968), перемежаемость габбровых пород и гидратированных ассоциаций (зеленых сланцев и др.) может просто отражать приток воды к метастабильным высокотемпературным магматическим и устойчивым низкотемпературным эклогитовым ассо-

циациям, т. е. в данном случае решающим фактором могли быть 1) текстурные особенности пород, слагающих толщу (их проницаемость и т. д.), а также 2) кинетика реакций гидратации пород.

Как следует из приведенных выше экспериментальных данных, реакции ретроградного изменения эклогита протекают значительно медленнее, чем реакции прогрессивного изменения глинистого вещества и кристаллизации стекол основного состава. Имеет ли это геологическое значение, остается пока проблематичным.

Метаморфизм в условиях недостатка воды. Для объяснения нахождения эклогитов и гидратированных ассоциаций может быть предложен механизм прогрессивного метаморфизма в условиях «недостатка» воды, значение которого впервые указано Йодером (Yoder, 1952).

При метаморфизме толщ, представляющих собой переслаивание магматических (лавы, пирокластика) и осадочных пород, в которых первые значительно преобладают по объему над вторыми, может создаться следующая ситуация. В условиях, когда нет притока воды извне, процесс прогрессивного метаморфизма должен сопровождаться дегидратацией осадочных пород. При этом выделяющаяся вода может частично удаляться из системы, а частично вызывать гидратацию безводных магматических пород. В том случае, когда объемы магматических пород достаточно велики, вся вода должна полностью связываться с образованием водусодержащих минералов. На определенном этапе метаморфизованные таким образом толщи будут представлены, с одной стороны, эклогитовой ассоциацией (по основным магматическим породам, для гидратации которых «не хватило» воды), а с другой — гидратированными ассоциациями. Образующиеся таким способом ассоциации будут равновесными в условиях недостатка воды (Robertson, Wyllie, 1971).

Подтверждением возможности протекания такого процесса может являться наблюдение, сделанное Бертом (Bearth, 1959), при изучении эклогитов среди зеленосланцевой толщи. Эклогиты встречались лишь в тех участках, где резко преобладали в разрезе изначально бедные водой эруптивные породы основного состава. По-видимому, описанный выше механизм не имеет широкого распространения и может реализоваться локально в исключительных случаях, так как прогрессивный метаморфизм низких и средних ступеней характеризуется, как правило, высокой подвижностью воды при $P_{H_2O} \approx P_{общ}$ (Винклер, 1969; Фации..., 1970).

Приведенное выше краткое рассмотрение возможных условий образования эклогитов в свете имеющихся экспериментальных данных показывает, что каждый из указанных выше факторов может явиться причиной наблюдаемых «парадоксов».

Глава IV

АЭРОМЕТОДЫ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЛУБОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДОКЕМБРИЯ

Проблема первичной природы метаморфических образований докембрия решается с помощью комплексного подхода к изучению вещественного состава пород и геологического строения районов. Традиционные геологические методы продолжают оставаться актуальными в вопросах сравнительной характеристики толщ, соотношений отдельных литологических пачек в разрезе, палеогеографических реконструкций и т. д. В общем комплексе методов исследований геологическое дешифрирование аэрофотоснимков (АФС) позволяет провести детальное геологическое изучение районов и получить при интерпретации такие данные, которые не выявляются другими методами. Это обусловлено тем, что на АФС отражается широкий спектр особенностей геологического строения, и в первую очередь — характерные черты геоморфологии района, тектоники и неотектоники, стратиграфии и литологии и т. д. Сочетание многочисленных признаков дешифрирования — геометрических, геоморфологических, тона и цвета фотоизображения позволяет однозначно решать поставленные перед методом геологические задачи.

Дешифрирование метаморфических пород представляет собой наиболее трудоемкий процесс, поскольку в них, как правило, стираются индивидуальные особенности отдельных образований, снижается устойчивость дешифровочных признаков, процессы мигматизации и гранитизации стирают первичные особенности литологических комплексов и т. д. Вместе с тем в условиях хорошей обнаженности и доступности районов легко решаются практически все поставленные задачи и иногда с той же достоверностью, как и для осадочных пород.

В данной главе мы попытались применить комплекс дешифровочных признаков для решения одной частной задачи в общей проблеме первичной природы метаморфических пород докембрия, а именно — показать с помощью методов аэродешифрирования возможность стратификации высокометаморфизованных толщ и сохранение выявленных закономерностей переслаивания пород на значительных расстояниях. С этой целью из широкого спектра признаков были выделены такие, которые прямо или косвенно отражают литологические особенности пород; с их помощью мы и попытались провести литологическое дешифрирование. К этим признакам относятся: 1) фототон; 2) геоморфологические признаки (дифференциальная устойчивость пород к разрушению); 3) геоботанические признаки.

Основу литологического дешифрирования представляет фототон, который в большинстве случаев отражает на аэрофотоснимках цвет и соответственно количественно-минеральный состав пород. Особенно ценную информацию фототон дает в тех комплексах, где развиты и перемежаются внешне контрастные типы пород. Так, например, четко прослеживаются прослои белых кальцифиров, кварцитов, лейкократовых аляскитов, плагиоклазитов среди мезо- и меланократовых кристаллических сланцев. В отдельных случаях удается проследить литологические разности пород и в близких по составу метаморфических образованиях, поскольку наличие в одних из них какого-то специфического минерала (например, граната) изменяет общий цвет породы. Однако большинство петрографических разностей пород имеет близкий по своему характеру фототон. Это затрудняет проведение однозначной интерпретации литологических особенностей толщ. Вместе с тем иногда возможно выделение отдельных групп пород с одинаковым фототоном. Это дает возможность провести предварительное общее, но достоверное дешифрирование. В любом случае дешифрирование по фототону вместе с проверочными наземными маршрутами позволяет выделить отдельные литологические разности или пачки пород и проследить их на большие расстояния, даже в областях слабо проявленных признаков.

Геоморфологические признаки также широко применяются в целях геологического дешифрирования. Это объясняется тесной связью рельефа с геологическим строением районов и большим разнообразием проявления признаков в природе: общий характер рельефа местности, формы долин рек, рисунок речной сети, микрорельеф поверхности склонов и т. д. Геоморфологические признаки применяются при выделении крупных комплексов пород, например, отдельных серий, толщ или пород разных фаций метаморфизма, отличающихся друг от друга проявлением в рельефе. Изменение мощностей отдельных прослоев, количественного содержания и характера перемежаемости их в разрезе, количественно-минерального состава пород отражается на общем геоморфологическом строении района. В первую очередь изменяется рельеф, рисунок гидросети, характер склонов долин и т. д. Геоморфологические признаки могут применяться также для прослеживания отдельных литологических разностей пород и горизонтов, отличающихся друг от друга устойчивостью к экзогенным факторам разрушения. Способность отдельных типов пород выделяться на общем фоне в виде уступов и гряд на склонах и плато способствует проведению литологического дешифрирования. Такие типы пород успешно определяются и коррелируются между собой на разобщенных участках. Нужно отметить, что универсальной шкалы устойчивости пород нет, и в каждом конкретном случае одни и те же породы ведут себя по-разному. Поэтому для районов, находящихся в различ-

ных климатических зонах и отличающихся особенностями геологического строения, необходима разработка своих специфических шкал устойчивости.

Геоботанические признаки применяются не повсеместно. Тем не менее в большинстве районов Крайнего Севера неоднократно устанавливается связь между цветом лишайников на глыбах пород и составом последних. Корреляция в данном случае очень четкая. Меланократовые разности пород несут на себе черные, темно-коричневые лишайники, а с увеличением лейкократовой составляющей в породах лишайники приобретают белый и светло-серый цвет. Этот вопрос требует дальнейшей разработки, но факт влияния химического состава пород на растительность налицо.

Комплекс рассмотренных выше признаков применительно к местным условиям и общему геологическому строению районов (в условиях хорошей обнаженности) позволяет успешно проводить литологическое дешифрирование метаморфических образований. Подобная методика была применена нами при исследовании гранулитового комплекса Сальных тундр на Кольском полуострове.

Геологическое строение гранулитового комплекса Сальных тундр и прилегающих к ним районов неоднократно обсуждалось в работах предыдущих исследователей (Володин, 1953; Федкова, 1966; Жданов, 1966; Прияткина, 1971; Беляев, 1971; Виноградов и др., 1974 и др.). Принимая во внимание эти работы, мы не будем подробно рассматривать все особенности строения района, а остановимся лишь на тех, которые необходимы для решения поставленных задач.

Сальнотундровская структура входит в сальнотундро-колвицкую синклинорную зону (Харитонов, 1938). Она замкнута на востоке (район р. Алдой) и, расширяясь в северо-западном направлении, имеет в плане форму «языка». Структуры более мелкого порядка и другие линейные линеаменты вытянуты согласно основному главному направлению. Ядро структуры сложено основными кристаллическими сланцами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. На бортах структуры происходит изменение минерального состава пород. В разрезе появляются амфиболиты, гранатовые амфиболиты и другие минеральные парагенезисы более низкой степени метаморфизма. Окружают гранулиты поля развития амфиболитов беломорской серии.

Первоначальной задачей при проведении работ по литологическому дешифрированию является разделение на аэрофотоматериалах пород гранулитовой и амфиболитовой фации метаморфизма. Как показали проведенные исследования, эти комплексы пород имеют резкое отличие по дешифровочным признакам, которые в свою очередь позволяют однозначно разделить их на площади. Породы гранулитового комплекса слагают гористую местность с относительно высокими вершинами. При переходе

к амфиболитам рельеф становится пологохолмистым, абсолютные отметки резко снижаются. В связи с этим отличается и характер долин рек. В области развития гранулитов это V-образные долины с крутыми склонами и невыработанными руслами. Реки в области развития амфиболитов характеризуются широкими U-образными долинами. Они часто меандируют и образуют старицы. Присущие каждому комплексу пород свои геоморфологические особенности обусловливают различие гранулитов и амфиболитов и по геоботаническим признакам. Как правило, поля развития первых характеризуются отсутствием лесного покрова, который связан с более низкими участками, т. е. полями развития амфиболитов. В то же время для высокогорья характерны лишайники, мхи и травяной покров. Этим обусловлена хорошая обнаженность гранулитов, дающая возможность проведения литологического дешифрирования отдельных толщ и разностей пород.

Перейдем к рассмотрению «чистых» гранулитов, т. е. пород, слагающих колвицкую и плоскотундровскую свиты, по стратиграфической схеме К. Д. Беляева (1971). Они характеризуются довольно однообразным характером разреза, чем, видимо, и объясняется устойчивость дешифровочных признаков на всем рассматриваемом участке Сальнотундровской структуры.

Правда, картина усложняется многочисленными северо-западными разломами, которые воздействуют на толщи не только как разрушающий фактор, но также как фактор, изменяющий петрографический состав пород. Как правило, с зонами тектонических нарушений связаны, помимо тел ультрабазитов, клинопироксен-гранат-амфиболитовые кристаллические сланцы, имеющие меланократовый состав и отличающиеся тем самым от мезократовых гранулитов.

Не останавливаясь подробно на всем разнообразии природных парагенезисов, поскольку это неоднократно обсуждалось в предыдущих работах, рассмотрим лишь главные типы, т. е. те, которые определяют геологическое строение гранулитов. В качестве примера возьмем разрез восточной части Сальных тундр в районе р. Алдой. «Чистые» гранулиты (двупироксеновые, гранат-клинопироксеновые кристаллические сланцы и др.) как в южном, так и в северном бортах структуры отделяются от пород, переходных к амфиболитам (клинопироксен-амфибол-гранатовые кристаллические сланцы, амфиболиты), выходами лейкократовых плагиоклазитов.

На алдойском участке северная ветвь плагиоклазитов представлена одной толщей средней мощностью 150 м, тогда как южная — двумя (250 м). Эти толщи неоднородны. С точки зрения структурно-текстурных особенностей и минерально-количественного состава можно выделить несколько разновидностей.

1. Наибольшее распространение имеют крупнозернистые лейкократовые плагиоклазиты с крупными вкрапленниками граната, который иногда концентрируется в цепочки, но неравномерно распределен по породе. Характерной особенностью для этих пород является концентрация диопсида в виде тонких линз, цепочек, прослоев, что придает породам полосчатый облик. В целом породы характеризуются белым цветом, линзовидно-полосчатой текстурой, порфиробластической, гранобластовой структурой.

2. Вторым типом плагиоклазитов являются среднезернистые породы, в которых темноцветные минералы, как правило, соразмерны зернам основной лейкократовой массы и не образуют порфиробластических структур. В этих породах наблюдаются обособления клинопироксена и граната или только клинопироксена в виде меланократовых линз и полос. Это так называемые эклогитовые парагенезисы, неразрывно связанные с плагиоклазитами.

3. Третий тип — мелкозернистые, равномернозернистые плагиоклазиты, имеющие светло-розовую окраску за счет многочисленных зерен граната, который в данном случае не образует вкрапленников. Диопсид также стремится распределиться равномерно, хотя иногда образует тонкие субпараллельные «прожилки» и линзы. Линзы эклогитовых пород также относительно маломощны (первые сантиметры). Общим признаком всех этих разновидностей плагиоклазитов является наличие линз и прослоев эклогитов.

Разделенные на основе текстурно-структурных особенностей плагиоклазиты не выделяются при дешифрировании, так как они не имеют характерных отличительных признаков на аэрофотоснимках. В данном случае возможно лишь дешифрирование всего комплекса плагиоклазитов, поскольку все три разновидности характеризуются одним и тем же дешифровочным признаком — фототоном. Последний обусловлен сходством минерально-количественного состава всех разновидностей клинопироксен-гранат-плагиоклазитовых кристаллических сланцев. Минеральный состав пород приведен в табл. 39.

Из таблицы видно, что во всех породах главной фазой является плагиоклаз (андезин-лабрадор), который в среднем составляет 70—74%. Плагиоклазы обусловливают светло-серый фототон плагиоклазитов на АФС. Из всех дешифровочных признаков цвет является главным и устойчивым, поскольку он неразрывно связан с составом породы. В данном случае поля плагиоклазитов на АФС безошибочно определяются и прослеживаются на большие расстояния. Степень достоверности возрастает, если контакты плагиоклазитов с окружающими их породами резкие. Нужно отметить, что в пределах Сальнотундровской структуры такие контакты наиболее часто встречаемы. Более того, на контакте с плагиоклазитами наблюдаются порфиробластические амфибол-клинопироксен-гранатовые кристаллические сланцы, для которых характерен меланократовый облик, придающий

Таблица 39

Количественно-минеральный состав (в %) клинопироксен-гранатовых плагиоклазитов Сальных тундр

Минералы	Типы плагиоклазитов			Среднее значение	Переходная разность
	порфиробластические	среднезернистые	мелкозернистые		
Плагиоклаз	86,4	75,6	63,2	73,8	23,3
Диопсид	4,8	11,4	5,7	7,6	19,3
Гранат	5,6	13,5	27,9	14,3	47,8
Роговая обманка	1,7	1,6	2,1	1,8	5,3
Скаполит	1,2	1,1	<1,0	1,0	3,2
Сфен	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0

контрастность границе раздела. На участках, где отмечается постепенное осветление пород, граница литологической пачки может быть проведена с определенной долей условности. В масштабе АФС данный интервал не имеет практического значения, поскольку его мощность в разрезе достигает всего лишь первых десятков метров. Внешне порода переходного интервала представляет собой грубополосчатые мезо-меланократовые среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза (23,3%), граната (47,8%), клинопироксена (19,3%). Единственным отличием этих пород от плагиоклазитов является большее содержание меланократовых минералов и равномерность распределения их в породе. При приближении к лейкократовым разностям в интервале 1—1,5 м происходит увеличение количества плагиоклаза, темноцветные минералы концентрируются в линзы и полосы, и породы принимают обычный облик плагиоклазитов.

Таким образом, для рассмотренных клинопироксен-гранатовых плагиоклазитов (колвицкая свита) главным дешифровочным признаком является фототон, отражающий состав пород. Нужно отметить, что в данном случае никакие другие признаки (геоморфологические, геоботанические и т. д.) не позволяют отделить плагиоклазиты от окружающих их пород.

Между северным и южным выходами плагиоклазитов расположены поля развития основных кристаллических сланцев. Это слоистая толща, сложенная главным образом двумя типами пород — двупироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами (как разновидность — амфибол-двупироксен-плагиоклазовые) и клинопироксен-гранатовыми кристаллическими сланцами (их разновидность — гранатиты).

Рассмотрим, что представляют собой эти породы с точки зрения петрографического состава и текстурно-структурных особенностей, а также возможности их дешифрирования.

Таблица 40

Количественно-минеральный состав (в %) основных кристаллических сланцев гранулитового комплекса Сальных тундр

Минералы	Типы кристаллических сланцев			
	двупироксен-плагиоклазовые	амфибол-двупироксен-плагиоклазовые	клинопироксен-гранат-плагиоклазовые	гранатиты
Плагиоклаз	65,3	64,1	40,1	28,9
Гиперстен	14,7	13,9	—	—
Диопсид	18,6	16,8	18,8	2,6
Роговая обманка	+	1,7	—	—
Гранат	—	—	35,2	33,7
Кварц	—	—	1,8	34,1
Скаполит	—	1,2	3,8	—
Магнетит и ильменит	1,2	0,9	+	+
Сфен	—	—	0,6	+
Апатит	+	+	+	+

Примечание. + среднее содержание минералов < 0,5%; — минерал отсутствует.

Двупироксеновые кристаллические сланцы — серые, светло-серые, мезо-меланократовые среднезернистые породы. Текстура полосчатая и тонкополосчатая. Это подчеркивается различной концентрацией темноцветных минералов по субпараллельным полосам, а также наличием тонких согласных с гнейсовидностью меланократовых линз, состоящих из гиперстена и диопсида. Минеральный состав двупироксеновых сланцев приведен в табл. 40, из которой видно, что содержание темноцветных минералов достигает 30—35%, более того, они равномерно распределены в породах, вследствие чего последние имеют мезократовый облик. Близким аналогом рассмотренных пород являются амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы. Породы состоят из гиперстена, диопсида, роговой обманки и плагиоклаза, причем интересно, что единственным отличительным признаком, является наличие в них примазок амфибола (до 3—5%). Амфибол представлен гастингситом. Оптические и физические константы минералов двупироксеновых и амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев не различаются. В совокупности эти породы составляют бóльшую часть разреза плоскотундровской свиты, причем их минерально-количественный состав и структурно-текстурные особенности на всем интервале разреза не меняются. Этот «консерватизм» является причиной устойчивости дешифровочных признаков толщ.

В тесном переслаивании с вышерассмотренными кристаллическими сланцами находятся клинопироксен-гранатовые породы. Внешне они представляют собой розовато-серые, светло-жел-

1/210 Заказ № 4193

тые, бурые среднезернистые тонкосвилеватые породы. Структура пород гранобластовая. Минеральный состав этих пород приведен в табл. 40. В отличие от двупироксеновых кристаллических сланцев здесь устойчива ассоциация клинопироксен-гранат — кварц — плагиоклаз. Иногда в прослоях вместо клинопироксен-гранатовых сланцев встречаются гранатиты (особенно это касается южных частей гранулитовой толщи). Эти породы по внешним признакам трудно различимы, поскольку общим фактором тех и других является наличие граната, который обусловливает сходство текстурно-структурных признаков и цвета породы при разном количественном содержании минералов. Гранатиты сложены тремя основными фазами: гранатом, кварцем, плагиоклазом (см. табл. 40). Гранат, являющийся единственным меланократовым минералом, составляет основную массу породы, и его среднее содержание достигает 33,7%, а иногда и 80—90%.

Рассмотрим соотношение этих пород между собой и положение их в разрезе. В грубом приближении геологический разрез плоскотундровской свиты представляет собой толщу, в которой происходит чередование двупироксеновых (амфибол-двупироксеновых) и клинопироксен-гранатовых (гранатитов) кристаллических сланцев. Мощности и тех и других могут быть различными — от первых сантиметров до десятков метров. Для наглядности на рис. 66 приведена колонка, в которой показаны соотношения и мощность обеих разновидностей пород в средней части плоскотундровской свиты (верховья р. Алдой).

Нужно отметить, что в направлении с юга на север наблюдается увеличение относительного содержания и мощности двупироксеновых кристаллических сланцев, в то время как клинопироксен-гранатовых разностей становится меньше и средние мощности прослоев тоже уменьшаются. В том же направлении постепенно исчезает четкая граница контактов между этими типами пород. В конечном итоге клинопироксен-гранатовые разности исчезают совсем и вместо них остаются цепочки порфиробласт граната.

Серый цвет двупироксеновых кристаллических сланцев и бурый, розовато-серый клинопироксен-гранатовых не контрастны, поэтому на АФС выделяются только наиболее мощные их пачки

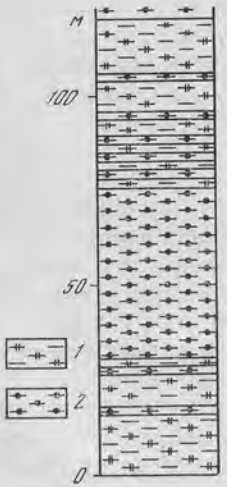


Рис. 66. Характер переслаивания кристаллических сланцев в разрезе гранулитов (район р. Алдой)

1, 2 — кристаллические сланцы: *1* — амфибол-двупироксеновые, *2* — клинопироксен-гранатовые

(100—200 м). Более того, как показала проверка на местности, дешифрируемые полосы часто сложены этой разностью пород всего лишь на 70—90%, а вторая разность, не образуя мощных прослоев, не отражается на АФС. Дешифровочные признаки отдельных литологических пачек кристаллических сланцев были проверены и уточнены на Алдойском участке. Нужно сразу оговориться, что в этом районе развиты мощные согласные с залеганием пород зоны тектонических разломов, которые затрудняют дешифрирование литологических особенностей пород. Однако все разломы характеризуются прямолинейностью своих контуров, светло-серым фототоном и самое главное однородным шелковистым фотоизображением. Это достоверно выделяет их на общем фоне развалов метаморфических пород. Участок между северным и южным выходами плагиоклазитов разбивается на два неравноценных интервала: 1 — с однородным серым фототоном; 2 — с разнополосчатым фотоизображением.

Первый из них начинается сразу же за северным выходом плагиоклазитов в направлении на юг и имеет мощность около 500—600 м. Для него характерен светло-серый фототон, «шагреневая» поверхность фотоизображения, практически полное отсутствие какой-нибудь полосчатости. На сером фототоне иногда отчетливо фиксируются меланократовые тела ультрабазитов. Данный интервал, как показали полевые наблюдения, соответствует выходам двупироксеновых кристаллических сланцев, однородных или с цепочками порфиробласт граната. Иногда этому интервалу отвечают двупироксеновые кристаллические сланцы с прослоями гранатсодержащих пород с нечеткими границами контактов.

Второй интервал составляет основную часть разреза и расположен между северным и южным выходами плагиоклазитов. Он характеризуется разнополосчатым рисунком, шагреневой поверхностью фотоизображения. Полосчатость на аэрофотоснимках обусловлена изменением фототона от серого до темно-серого. Предварительные полевые наблюдения показали, что наиболее мощные из них можно связать с пачками определенных метаморфических пород. Двупироксеновые кристаллические сланцы в большинстве случаев образуют на АФС полосы с характерным темно-серым фототоном, а гранат-клинопироксеновые — светло-серым и серым. Невыясненным остается вопрос о происхождении тонкой полосчатости, но, видимо, и она может быть обусловлена литологическими особенностями строения метаморфических толщ. Сейчас можно утверждать однозначно, что полосчатость на аэрофотоснимках обусловлена ритмичным чередованием пород различного петрографического состава.

Предварительное дешифрирование показало, что выявленные закономерности в чередовании толщ на алдойском участке должны сохраняться на всем протяжении Сальнотундровской структуры. В целях проверки этого предположения, т. е. провер-

ки устойчивости дешифровочных признаков в зависимости от литологического состава пород, были проведены дополнительные полевые наблюдения на участках, удаленных от опорного на 10—15 км. На участке правобережья р. Печи и в районе р. Леуней наблюдается тот же порядок деления толщи основных кристаллических сланцев на установленные выше интервалы. Это прямо указывает на достоверность проведенного дешифрирования и возможность более широкого его использования в целях интерпретации литологического состава пород. На рис. 67 приведены схематические геологические разрезы различных участков Сальнотундровской структуры, на которых изображены характерные дешифровочные признаки толщ метаморфитов и дан их возможный вариант корреляции по данным дешифрирования. Рассмотренный выше пример наглядно показывает возможность применения фототона для дешифрирования крупных ритмов, толщ, в то время как более мелкие детали остаются неопознанными и практически не интерпретируются на мелкомасштабных аэрофотоснимках. Задачи детализации разрезов могут иногда решаться с помощью геоморфологического дешифрирования.

Для метаморфических пород геоморфологическое дешифрирование отдельных литологических разностей имеет второстепенное значение, но в определенных условиях геоморфологические признаки могут также успешно использоваться как и фототон. Это, как было указано выше, касается тех случаев, когда чередующиеся в разрезе породы имеют различную устойчивость к экзогенным факторам разрушения. Рассмотрим один из характерных примеров форм рельефа, образуемых двупироксеновыми и клинопироксен-гранатовыми кристаллическими сланцами.

На склоне левого притока р. Алдой чередующиеся прослои пород образуют в рельефе характерные ступенчатые формы. Ступени сложены двупироксеновыми кристаллическими сланцами (в силу их большей устойчивости к процессам выветривания). Гранатсодержащие разности более легко разрушаются и образуют ниши между ступенями. Схематический рисунок этих соотношений показан на рис. 68. Нужно отметить, что такое строение склонов наблюдается не повсеместно, а лишь в тех случаях, когда поверхность склона будет «субперпендикулярна» плоскости напластования пород при совместном их простирании, вследствие чего их значение в целях литологического дешифрирования весьма ограничено. Тем не менее можно довольно широко использовать геоморфологический метод при интерпретации природных соотношений петрографических разностей пород.

Таким образом, для проведения дешифрирования пород плоскотундровской свиты можно применять два признака — фототон и геоморфологическое строение некоторых склонов долин рек. Первый из них может быть употреблен как общий фактор для выделения свиты и крупных ритмов, второй позволяет уточнить и в некоторых случаях дать более детальную характеристику

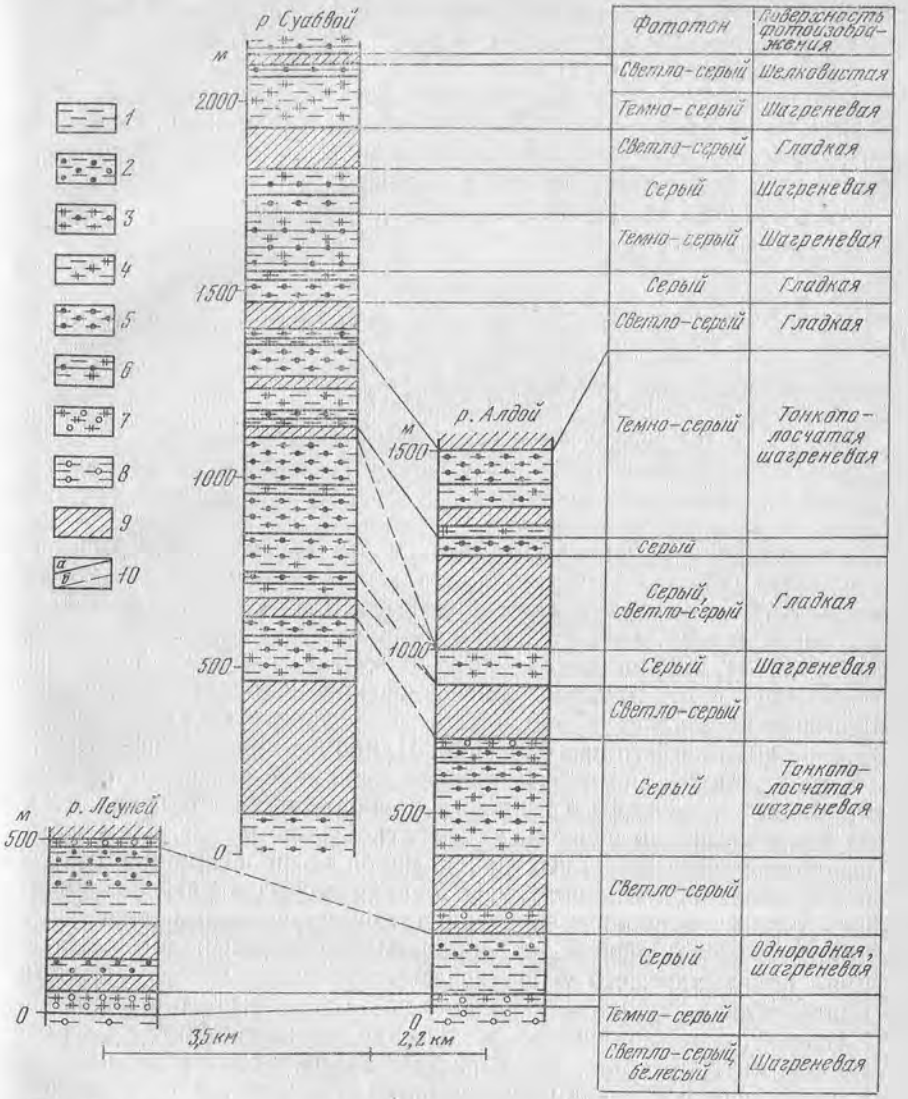


Рис. 67. Схема корреляции разрезов гранулитового комплекса Сальных тундр по данным геологического дешифрирования

1—7 — кристаллические сланцы: *1* — двупироксеновые, *2* — двупироксеновые с вкрапленниками граната, *3* — амфибол-двупироксеновые и клинопироксен-гранатовые (переслаивание, границы контактов нечеткие), *4* — амфибол-двупироксеновые, *5* — клинопироксен-гранатовые, *6* — амфибол-двупироксеновые и клинопироксен-гранатовые (переслаивание, границы контактов четкие), *7* — порфиробластические амфибол-клинопироксен-гранатовые; *8* — клинопироксен-гранатовые плагиоклазиты; *9* — зоны тектонического дробления пород и разломы; *10* — корреляционные линии дешифрируемых литологических пачек: *а* — достоверные, *б* — предполагаемые

толщ. Оба признака дешифрирования определяются минерально-количественным составом пород, их физической устойчивостью к процессам денудации.

На примере Сальнотундровской структуры мы рассмотрели возможность применения методов аэродешифрирования с целью интерпретации литологических особенностей строения метаморфических комплексов. Еще раз с помощью аэрометодов был показан характер изменения пород в разрезе гранулитов. Было также показано, что заключенные между северным и южным

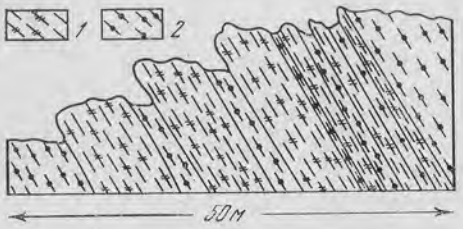


Рис. 68. Схематический геолого-геоморфологический профиль северо-западного склона р. Алдой

1, 2 — кристаллические сланцы: *1* — амфибол-двупироксеновые, *2* — клинопироксен-гранатовые

выходами клинопироксен-гранатовых плагиоклазитов породы плоскотундровской свиты неоднородны по своему составу и имеют ритмичное чередование главным образом двух типов пород — двупироксеновых и гранат-клинопироксеновых кристаллических сланцев. В направлении с юга на север мощность прослоев уменьшается, что приводит к исчезновению полосчатости на аэрофотоснимках, и последний интервал разреза характеризуется однородностью фотоизображения. Наиболее ценной информацией, полученной с помощью дешифрирования АФС, является возможность проследить отдельные разности пород в гранулитах на расстоянии до нескольких десятков километров. Сам факт выдержанности отдельных пачек пород по простиранию, сохранение последовательности чередования пород в разрезах является одним из главных критериев при определении первичной природы метаморфических пород. Рассмотренный выше материал показывает, что вероятнее всего процессам метаморфизма подвергались какие-то вулканогенно-осадочные образования. Недостаточное количество материала не позволяет с уверенностью интерпретировать первичные аналоги отдельных ритмов, пачек, прослоев, но общий характер геологического строения района однозначно свидетельствует о метаморфизме слоистых образований, сформированных на обширных площадях и, вероятнее всего, в водных бассейнах. Дальнейшее применение детального литологического дешифрирования позволит получить наглядную картину распределения разностей пород в разрезах и на площади, что в совокупности с геохимическим и петрологическим материалом может дать достаточно полную информацию для палеографических реконструкций древнейших комплексов пород в исследуемых районах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование преследовало цель охарактеризовать современное состояние знаний в области литологии и осадочной геологии докембрия. Полученные данные указывают на единство геологических процессов в течение всей обозримой истории земной коры и вместе с тем создают предпосылки для изучения эволюции седиментогенеза, метаморфизма и рудообразования начиная с древнейших этапов формирования земной коры.

Развитие знаний в области осадочной геологии докембрия привело к рождению нового учения о ведущей и определяющей роли в формировании земной коры экзогенных, биогенных и метаморфических процессов, что, безусловно, открывает перед исследователями совершенно новые перспективы для понимания и познания процессов эволюции земной коры, формирования ее главных оболочек — атмосферы, гидросферы, литосферы, биосферы — и круговорота вещества в этих оболочках и т. п. Полученные данные показывают, что все наружные оболочки земной коры находятся в тесной генетической, исторической и эволюционной связи друг с другом. Исключительное значение в развитии внешних оболочек Земли имеет биосфера. Эволюция жизни на Земле генетически связана с геологической формой развития земного вещества и является обязательной составной частью реализации эволюции планет «земного типа».

Конкретное изучение широко распространенных типов пород, слагающих сиалическую земную кору,— амфиболитов показало, что среди докембрийских амфиболитов выделяются генетические группы пара- и ортоамфиболитов, достаточно четко различающиеся по комплексу геолого-литологических, петрохимических и геохимических данных. Амфиболиты, несущие признаки как первично осадочных, так и первично магматических пород, выделены в особую группу. По характеру ассоциирующих пород, а также по специфике химизма среди разрезов, включающих параамфиболиты, выделены четыре основных типа: 1) терригенный; 2) терригенно-хемогенный; 3) терригенно-карбонатный и 4) терригенно-эффузивный.

Во всех областях развития архейских образований ту или иную роль играют карбонатные породы. Архейские толщи всех континентов обычно имеют двучленное строение: нижняя часть монотонна, сложена различными кристаллическими сланцами основного состава, а верхняя — пестрая, образованная чередующимися мраморами, кальцифирами, высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами, кварцитами, часто с графитом. Подобные же циклы установлены и в протерозойских образованиях.

Изучение химического состава карбонатсодержащих докембрийских и фанерозойских осадочных пород позволило выявить факт детерминированности составов осадочных пород, формирующихся в едином бассейне седиментации, что выражается в химическом сродстве этих пород.

Было выяснено, что в докембрии, так же как и в фанерозое, происходило весьма интенсивное накопление и формирование высокоуглеродистых формаций. Выделено четыре формационных типа углеродистых отложений: терригенно-углеродистые, кремнисто-углеродистые, карбонатно-углеродистые и вулканогенно-углеродистые. Сравнение углеродистых формаций докембрия и фанерозоя позволяет говорить о чертах эволюционной направленности процессов их формирования и об изменении ряда их особенностей во времени. Одним из основных различий между докембрийскими и фанерозойскими углеродистыми формациями являются существенно меньшие масштабы их проявления в фанерозое.

Проведенные исследования показали, что подобно фанерозойской истории континентов докембрийская история может быть подразделена на ряд этапов, отражающих общие закономерности эволюции литосферы. Эпохи длительных континентальных перерывов, как правило, сопровождались формированием кор выветривания, реликты которой наблюдаются на разных стратиграфических уровнях докембрия. Очевидно, наиболее крупные континентальные перерывы, разделяющие эпохи седиментации и тектогенеза, могут быть использованы и для глобальной корреляции.

Проведенными исследованиями установлено, что прямая связь: химизм — минеральный состав — генезис в исходных породах является основой генетического применения петрохимии в глубокометаморфизованных комплексах, однако эта связь еще недостаточно изучена для осадочных пород. Выявлено, что некоторые специфические породы являются естественными членами рядов осадочных отложений: параамфиболиты представляли собой карбонатно-глинистые отложения, параперидотиты — серпентиновые песчаники, параанортозиты — гипсоносные глины, седиментогенные породы с избытком натрия — граувакки, альбитолиты, цеолитовые отложения.

Комплексное изотопно-кислородное и изотопно-углеродное

изучение натрово-карбонатных метасоматитов докембрия и связанного с ними оруденения позволило установить генетическую связь натрово-карбонатных растворов, вызывавших региональный щелочной метасоматоз и редкометальную минерализацию, с растворами, участвовавшими в региональном метаморфизме и гранитизации.

Изучение изотопного состава углерода графитоносных сланцев и гнейсов подтвердило биогенную природу органического вещества из метаморфических комплексов докембрия.

Экспериментальное моделирование процессов метаморфизма на примере осадочных глинисто-карбонатных пород, являющихся химическим эквивалентом магматических пород основного состава и кварцевых эклогитов из метаморфических пород Кокчетавского массива, производилось в диапазоне давлений от 7 до 30 кб при температуре 700—850° С в присутствии воды. Исследованный интервал давлений характеризуется преобразованием амфиболитовой ассоциации в эклогитовую. Особенности химического состава исходных осадочных пород обусловливают присутствие минералов, не являющихся типичными для продуктов метаморфизма базальтовых составов — биотита, пирротина, калиевого полевого шпата. На основании имеющихся экспериментальных данных рассмотрены факторы, определяющие совместное нахождение эклогитов в одной ассоциации с амфиболитами, глаукофановыми и зелеными сланцами.

На примере гранулитового комплекса Сальных тундр показана возможность применения методов дешифрирования аэрофотоснимков с целью литологической интерпретации и стратификации глубокометаморфизованных толщ докембрия. С помощью комплекса дешифрировочных признаков установлена возможность выделения отдельных пачек гранулитов, отвечающих либо различным петрографическим типам пород (клинопироксен-гранатовые плагиоклазы, амфибол-двупироксеновые и клинопироксен-гранатовые кристаллические сланцы), либо различным сочетаниям их в разрезе. Возможность успешного применения методов дешифрирования объясняется наличием прямой связи цвета и физической устойчивости пород с их количественно-минеральным составом и положением в разрезе, которые в свою очередь положены в основу стратификации комплексов.

11 Заказ № 4193

ABSTRACT

The book consists of three parts. The first one deals with some new topical aspects of general problems of lithology and sedimentary geology of the Precambrian, i. e. importance of organic matter in the Earth's geologic history and importance of organic matter as a Precambrian lithogenesis factor. This part also deals with «gas emanation» of the Earth's crust and water release during metamorphism.

The second part which deals with fairly common types of rocks composing the Earth's crust — amphibolites, carbonates and carbonaceous rocks-touches upon the problems of lithology, geochemistry, composition and conditions of the Precambrian sedimentation as well as processes of the Precambrian weathering and their evolution.

Among the Precambrian amphibolites genetic groups of para- and orthoamphibolites may be singled out clearly differing from each other in geologic, lithological, petrochemical and geochemical data. Amphibolites which bear features of primary sedimentary and primary magmatic rocks fall under a particular group. Among the sections enclosing paraamphibolite the four major types may be singled out with respect to the nature of associating rocks and chemical properties, i. e. a) terrigenous or eluvial-residual; b) terrigenous-chemogenic; c) terrigenous-carbonate; d) terrigenous-effusive. It is shown that carbonates play a certain role in almost all the areas where the Archean formations are present. The Archean thicknesses of all the continents are of a two-member structure. The lowermost part is monotonous and composed of different basic schists. The uppermost portion is an alteration of marbles, calciphyre, highly aluminiferous schist, quartzite commonly with graphite. Similar cycles are established in the Proterozoic rocks.

The study of the chemical composition of Precambrian and Phanerozoic carbonate-bearing sediments revealed the determinability of the composition of sediments formed in one sedimentation basin, which manifests itself in chemical affinity of these rocks.

It is established that in Precambrian as well as in Phanerozoic highly carbonaceous formations were intensively accumulated.

Four formation types of carbonaceous deposits are recognized: terrigenous-carbonaceous, siliceous-carbonaceous, carbonate-carbonaceous and volcanic-carbonaceous. The comparison of the Precambrian and Phanerozoic carbonaceaus formations suggests an evolution of processes of their origination and change of some of their features in time. One of the main differences between the Precambrian and Phanerozoic carbonaceous formation is their less extensive occurrence in the Phanerozoic.

Also, the book presents data on development of the oldest crusts of weathering starting from the Early Precambrian.

The third portion of the book which deals with methods discusses petrochemistry of metamorphic rocks and their nature, as well as isotopic and airborne geologic methods of research and experimental modelling of metamorphism processes of sedimentary rocks.

It is shown that the direct relationship: chemism—mineralogical composition—genesis in primary rocks is the basis of genetic application of petrochemistry in highly metamorphozed complexes. However, this relationship for sedimentary rocks has not been well studied. It is found that some specific rocks are natural members of sedimentary rows: paraamphibolites were carbonate-clayey rocks, paraperidotites-serpentine sandstones, paraanorthosites—gypsum-bearing clays, sedimentogenic rocks with excessive sodium-greywacke, albitolite and zeolite.

Isotopic-oxygen and isotopic-carbonaceous studies of sodium-carbonate metasomatites of the Precambrian and associated mineralization resulted in revealing the genetic link between sodium-carbonate solutions accounting for regional alkaline metasomatosis and solutions participating in regional metamorphism and granitization.

The study of carbon isotopic composition in graphite-bearing schists and gneisses confirmed biogenic nature of organic matter in the Precambrian metamorphic complexes.

Experimental modelling of the processes of metamorphism exemplified by sedimentary clayey-carbonate rocks which are the chemical equivalent of magmatic rocks of basic composition and of quartz eclogites of the Kokchetav massif metamorphic rocks, was perfomed, ranging from 7 to 30 kbar at the temperature of 700—850° C under water conditions. The pressure interval is characterized by trensformation of the amphibolite association into eclogitic. The peculiarities of chemical composition of the primary sediments account for the presence of minerals not typical of products of metamorphism of basaltic composition, viz. biotite, pyrrhotine, orthoclase. Based upon the experiments consideration is given to factors responsible for the presence of eclogites in association with amphibolite, glaucophane and green slate.

The possibility of application of aerial photograph interpretation so as to study lithological interpretation and stratigraphy of highly metamorphozed Precambrian succession is shown and

exemplified by the granulite complex of the Salny tundra. With the help of interpretation indicators it is possible to single out members of granulites corresponding either to various petrographic rock types (clinopyroxene-garnet plagioclase, amphibole-bipyroxene and clinopyroxene-garnet schists), or different combinations of these in the section. The possibility of successful application of interpretation methods is suggested by direct relationship between colour and physical conservation of rocks on one part and their quantitative-mineral composition and position in the section of the other. All this served as a basis of stratification of complexes.

ЛИТЕРАТУРА

Адышев М. М., Калмурзаев К. Е., Шабалин В. В. Молибдено-ванадиевая рудоносность углисто-кремнисто-сланцевой формации нижнего палеозоя срединного Тянь-Шаня.— В кн.: Металлогения Тянь-Шаня. Тезисы докл. Фрунзе, «Илим», 1968, с. 411—414.

Альтгаузен М. Н. Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя.— М., Госгеолтехиздат, 1956. 16 с.

Ананьев В. А., Куковский Е. Г. Каолинит из коры выветривания кристаллического массива юга УССР.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1956, ч. 85, вып. 3, с. 435—438.

Андерсон Дж. Г. К. Докембрий Британских островов.— В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., «Мир», 1968, с. 131—136.

Анкинович С. Г., Анкинович Е. А. Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968, с. 356—374.

Балашов Ю. А., Кременецкий А. А., Швец В. М. Геохимические критерии природы докембрийских амфиболитов.— Геохимия, 1972, № 11, с. 1358—1371.

Баргхорн Э. С., Майншайн К. Дж., Шопф Дж. У. Палеобиология докембрийских глинистых сланцев.— М., «Мир», 1964, с. 209—236.

Бауков С. С. Ордовикские сланценосные формации (Прибалтийский бассейн).— В кн.: Формации горючих сланцев. Таллин, «Валгус», 1973, с. 17—39.

Бауков С. С., Стумбур Х. А. Геологические условия образования кукерсита.— В кн.: Горючие сланцы. Тезисы докл. Таллин, 1975, с. 5—8.

Бекасова Н. Б., Мирская Д. Д., Пушкин Г. Ю. Опыт выделения этапов эволюции процессов корообразования в среднем протерозое Кольского полуострова.— Материалы Всесоюз. семинара «Коры выветривания докембрия и связанные с ними полезные ископаемые». М., 1975, с. 25—28.

Белевцев Я. Н., Гречишников Н. П. Классификация докембрийских месторождений урана по генетическим признакам.— Геол. журн., 1975, 35, № 1, с. 11—17.

Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1962. 306 с. Авт.: К. А. Шуркин, Н. В. Горлов, М. Е. Салье, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин.

Белоножко Л. Б. Восстановление исходного состава метаморфизованных карбонатных пород докембрия на основе петрохимических данных.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975, с. 94—97.

Белоусов А. Ф., Кутолин В. А., Фролова В. Н. Линейные корреляции породообразующих элементов в базальтах и их петрогенетическое истолкование.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 34—43.

Беляев К. Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулито-

вой формации Кольского полуострова.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 218—225.
Белянкин Д. С., Феодотьев К. М. Кривая нагревания каолина в современном ее освещении.— ДАН СССР, 1949, 65, № 2, с. 357—360.
Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.— Л., «Наука», 1963, 321 с.
Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Тащилов А. Ф. Докембрий Среднего Тянь-Шаня. М., «Недра», 1968. 144 с.
Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Формации и геологическая история докембрия Средней Азии.— В кн.: Геология докембрия. (Междунар. геол. конгресс, 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). Л., «Наука», 1968, с. 59—66.
Березкин В. И. Стратиграфия, корреляция и возраст метаморфических толщ Ярогинского, Субганского и Чульманского грабенов Алданского щита.— В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971, вып. 19, с. 146—164.
Бертельсен А., Ню-Нюгорд А. Докембрий Гренландии.— В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., «Мир», 1968, с. 107—236.
Блох А. М. О соответствии свойств связанной воды минеральных систем и воды при повышенных температурах.— Литол. и полезн. ископ. 1970, № 5, с. 120—130.
Бобков Ю. Б., Булаевский Д. С., Зайцев А. А. и др. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита.— Геол. журн., 1970, 30, № 4, с. 144—154.
Богданов Ю. Б. Корреляция разрезов досреднепротерозойских образований восточной части Балтийского щита.— В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 85—99.
Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Основные черты палеотектоники и вулканизма докембрия Балтийского щита.— В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., «Наука», 1974, с. 205—212.
Бойко Т. Ф. Редкие элементы в корах выветривания гранитов Приазовья.— ДАН СССР, 1969, 186, № 4, с. 936—939.
Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968, с. 167.
Борисова С. Л. Изотопный состав кислорода как показатель первичной природы амфиболитов.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Тезисы докл. X Всесоюз. литол. совещ. 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. Тезисы докл. X Всесоюз. литол. совещ. М., 1973б, с. 257—260.
Борисова С. Л. Изотопный аспект проблемы генезиса амфиболитов.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975, с. 112—118.
Борщевский Ю. А. Изотопные методы и проблемы осадочно-метаморфической геологии докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», вып. 4, кн. 1, 1975, с. 78—85.
Борщевский Ю. А. Изотопный аспект проблемы первозданного органического вещества и его роль в формировании стратисферы Земли.— В кн.: VIII Международный конгресс по органической геохимии. Т. 2, М., 1977, с. 169—172.
Борщевский Ю. А., Сидоренко Св. А. Изотопия углерода графитоидов докембрия.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия.— Тезисы докл. X Всесоюзн. литол. совещ. М., 1973, с. 312—313.
Борщевский Ю. А., Степанова Н. А. Изотопно-углеродные особенности диагенетических карбонатов из нефтеносных и битуминозных отложений.— Тезисы докл. на VI Всесоюз. симп. по стабильным изотопам в геохимии. М., 1976, с. 72—74.
Борщевский Ю. А., Степанова Н. А. Изотопный состав диагенетических карбонатов как индикатор условий преобразования органического вещества

в глинисто-карбонатных отложениях.— В кн.: VIII Международный конгресс по органической геохимии. Т. 2. М., 1977, с. 160—161.
Борщевский Ю. А., Шавлов В. М., Устинов В. И., Амосова Г. Б., Попова Н. К. Изотопные особенности региональных щелочных метасоматитов докембрия.— Сов. геология, 1976, № 5, с. 95—102.
Браун А. Уран в чатанугских сланцах Восточного Теннесси.— В кн.: Мирное использование атомной энергии. Т. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 511—516.
Бурков Ю. К., Дюфур Т. С. Применение геохимических критериев для решения вопроса об исходном составе и возрасте пород Музкольского метаморфического комплекса.— ДАН СССР, 1973, 212, № 3, с. 683—686.
Бучинская Н. И. О зональности коры выветривания коростеньских гранитов.— Геол. журн. 1964, 24, № 2, с. 67—73.
Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Труды ИГН АН СССР. Геол. сер., 1954, вып. 156. 307 с.
Бушинский Г. И. Формация Фосфория. М., «Наука», 1969, 104 с.
Ведеполь К. Г. Геохимическое и петрографическое исследование «медистого сланца» в северо-западной Германии.— В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., «Наука», 1964, с. 398—414.
Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., «Наука», 1972, 190 с.
Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Лобач-Жученко С. Б. и др. Магматические и метаморфические формации Северо-Байкальского нагорья.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 250—319.
Вернадский В. И. Очерки геохимии. Избр. соч. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954. 410 с.
Викулова М. Ф. Глинистые породы.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Л., Гостоптехиздат. 1958, с. 147—188.
Вильсон А. Ф. Чарнокитовые породы Австралии.— В кн.: Вопросы геологии Австралии. М., «Мир», 1965, с. 178—201.
Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969. 247 с.
Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959. 43 с.
Виноградов А. П. Распределение элементов по основным типам пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967. 215 с.
Виноградов А. П., Ронов А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы.— Геохимия, 1956, № 2, с. 3—18.
Виноградов В. И. Изотопный состав серы как показатель условий осадконакопления в докембрии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975, с. 53—63.
Виноградов Л. А., Козлов Е. К., Иващенко П. А. О геологическом строении района Сальных и Туадаш тундр.—В кн.: Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты, 1974, с. 116—131.
Вишняков С. Г. Карбонатные породы и полевые исследования их пригодности для известковых почв. Л.— М., Новосибирск, Гос. научн. техн. горно-геол. нефтяное изд-во, 1933. 10 с.
Волков И. И., Фомина Л. С. Рассеянные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 6, с. 3—15.
Володин Е. Н. О гранулите.— Вестн. ЛГУ. Сер. биол., геогр. и геол., 1953, вып. 2, № 4, с. 132—143.
Волынец В. Ф. Круговорот азота и процессы преобразования органического вещества.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975, с. 189—194.
Галдобина Л. П., Горлов В. И. Литология и условия образования шунгитсодержащих толщ докембрия Карелии.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Тезисы докл. X Всесоюз. литол. совещ. М., 1973, с. 282—285.

Галдобина Л. П., Горлов В. И. Шунгитсодержащие толщи докембрия Карелии, их литологические особенности и условия формирования.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975, с. 161—163.

Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., «Недра», 1968. 224 с.

Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М., «Недра», 1973. 384 с.

Галимов Э. М., Мигдисов А. А., Ронов А. Б. Факторы, контролировавшие изотопный состав углерода в докембрии и фанерозое.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975, с. 184—189.

Ганеев И. Г., Котина Р. П., Малиновская Е. К. Роль экспериментального моделирования в литологических реконструкциях метаморфических пород докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975, с. 135—137.

Ганеев И. Г., Пахомов В. И. Растворимость SiO_2 в чистой воде.—ДАН СССР, 1970, **191**, № 2, с. 351—354.

Ганеев И. Г., Румянцев В. Н. Некоторые свойства H_2O при повышенных давлениях и температурах.— Геохимия, 1969, № 7, с. 881—890.

Гаррелс Р. М. Круговорот углерода, кислорода и серы в течение геологического времени. М., «Наука», 1975. 78 с.

Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М., «Мир», 1974. 270 с.

Геншафт Ю. С., Наседкин В. В., Рябинин Ю. Н. Поведение щелочного базальта при участии воды в условиях высоких давлений и температур.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 6, с. 18—35.

Геологический словарь. Т. 1. М., «Недра», 1973, с. 486.

Геология Кореи. Л., «Недра», 1964, с. 256.

Гершанович Д. Е., Вебер В. В., Конюхов А. И. Органическое вещество в донных осадках Перуанского района Тихого океана.— В кн.: Исследования органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1976, с. 121—128.

Гилярова М. А. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение.— Изв. Карело-Финской научно-исслед. базы АН СССР. Петрозаводск, 1948, № 1, с. 19—40.

Гиммельфарб Г. Б. Карбонатные отложения докембрия южной и юго-западной части Алданского щита.— Автореф. канд. дис. М., 1972. 30 с.

Гиммельфарб Г. Б. Общие особенности карбонатонакопления в докембрии на примере Алданского и Балтийского щитов.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Тезисы докл. X Всесоюз. литол. совещ. М., 1973, с. 67—69.

Гиммельфарб Г. Б. Карбонатное осадконакопление в докембрии на примере Алданского и Балтийского щита.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 1. М., «Наука», 1975, с. 167—180.

Гиммельфарб Г. Б., Белоножко Л. Б., Зайцев А. Г. Геохимические особенности экзогенных и эндогенных карбонатных пород как критерии их отличия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975, с. 97—98.

Гиммельфарб Г. Б., Зайцев А. Г., Сидоренко С. А. Первичная природа и условия формирования карбонатных пород гранулитовой формации в районе М. Порьей губы (Кольский полуостров).— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Тезисы докл. X Всесоюз. литол. совещ. М., 1973, с. 249—250.

Гинзбург И. И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и значение в фациальном анализе.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 319—348.

Гинзбург И. И. Несколько замечаний о верхней зоне коры выветривания.— В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 374—379.

Гинзбург А. И., Явхута Г. В. Новые данные по характеристике горючих сланцев Волжского бассейна.— ХТТ, 1969, № 6, с. 15—27.

Глаголев А. А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. М., «Наука», 1966. 158 с.

Глебова-Кульбах Г. О., Пинаева Н. И. Об абсолютном возрасте и характере контактов пород архея и нижнего протерозоя (Южная Карелия).— В кн.: Вопросы геохронологии и геологии. Труды Лаб. геол. докембрия, 1961, вып. 12, с. 212—214.

Глебовицкий С. С. Закономерности изменения физических свойств пород ультраметаморфических комплексов гранулитовой и амфиболитовой фаций.— В кн.: Эволюция вещества при ультраметаморфизме. Л., «Наука», 1972, с. 105—116.

Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних этапов развития Земли.— Геотектоника, № 2, 1973, с. 18—32.

Голивкин Н. Н. Стратиграфия докембрия Старооскольского и Новооскольского железорудных районов КМА.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Курской магнитной аномалии. М., «Недра», 1967, с. 60—75.

Головенок В. К. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземистого сырья и древних россыпей.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., «Недра», 1966, с. 17—32.

Горбачев О. В. Геохимические особенности амфиболитов комплексов Полмос-Порос и Кейв (Кольский полуостров) в связи с вопросами их происхождения.— Автореф. канд. дис. М., 1971, с. 23.

Горбачев О. В. Геохимические критерии первичной природы амфиболитов.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Тезисы докл. X Всесоюз. литол. совещ. М., 1973а, с. 225—226.

Горбачев О. В. Отношение пар близких элементов в амфиболитах в связи с вопросами их происхождения.— ДАН СССР, 1973б, **208**, № 2, с. 432—434.

Горбачев О. В. Геохимические особенности метаморфизованных карбонатно-глинистых пород в связи с условиями их седиментации (на примере параамфиболитов).— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975, с. 64—72.

Горохов С. С. О возможности образования эклогитов из глин.— ДАН СССР, 1972, **206**, № 4, с. 236—239.

Грауваки. М., «Наука», 1972. 345 с. Авт.: В. Д. Шутов, А. Г. Коссовская, В. И. Муравьев, Т. Н. Юркова, Р. М. Соколова.

Гриднев Н. И. Петрографо-минералогическая характеристика кайнозойских моласс северо-западной Ферганы.— Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1956, с. 33—60.

Грим Р. Е. Минералогия глин. М., ИЛ, 1959. 242 с.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 78—118.

Гурвич А. А. Стратиграфия и фауна верхнеюрских отложений окрестностей с. Орловки.— Учен. зап. Саратов. ун-та, вып. геол., 1951, **28**, с. 27—38.

Густавсон В. И., Эрнст В. Г. Предварительные данные о фазовых взаимоотношениях андрадита и геденбергита.— В кн.: VIII Всесоюзное совещание по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Тезисы доклад. Новосибирск, 1968, с. 95—105.

Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. Генезис осадков и палеогеография начала ордовика северной части Советской Прибалтики.— В кн.: Региональная палеогеография. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 15—24.

Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л., Суханова С. М. Фации, палеогеография черных сланцев и закономерности распределения в них урана.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. 2. М., «Наука», 1970, с. 172.

Дагелайский В. Б. Химизм амфиболитов.— В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. Л., «Наука», 1965, с. 68—76.

Данчев В. И. Опыт литологического изучения нижней части отложений татарского яруса Казанского Поволжья.— Труды ИГН АН СССР, геол. сер., 1947, вып. 87. 84 с.

Денисова Т. А. Докембрий Австралийского сектора.— В кн.: Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1973, с. 142—163.
Дерягин Б. В., Юрин З. М., Лапутина И. П. и др. Исследование состава модифицированной воды методом электронного зонда.— ДАН СССР, 1973, **209**, № 1, с. 101—104.
Дир У. А., Хаци Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. М., «Мир», 1966, с. 224—288.
Добрецов Н. Л. Изохимический характер метаморфизма. Химический состав метаморфических пород.— В кн.: Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970, с. 243—258.
Добрецов Н. А., Соболев В. С. Экспериментальные данные по реакциям с участием летучих.— В кн.: Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970, с. 56—117.
Добродеев О. П. Опыт количественной оценки глобальной геохимической деятельности живого вещества.— Вестн. МГУ, 1974, № 1, с. 15—25.
Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., «Мир», 1968. 384 с. Авт.: Т. С. Винснес, Д. Г. К., Андерсон, А. Бертельсен и др.
Доморацкий Н. А. Определение первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов.— В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса (Междунар. геол. конгр., 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16). М., «Наука», 1964, с. 46—54.
Донцова Е. И., Миловский А. В. Изотопы кислорода в процессе гранитизации пород.— Геохимия, 1967, № 6, с. 655—662.
Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Гранулитовая фация в условиях диафтореза амфиболитовой фации.— В кн.: Гранулитовая фация метаморфизма. Л., «Наука», 1972, с. 221—239.
Дю Тойт А. Геология Южной Африки.— М., ИЛ, 1957. 450 с.
Елизарьев Ю. З., Забродин В. Е., Чиков Б. М. Докембрий Африки и Аравии (структурно-вещественные комплексы). Новосибирск, «Наука», 1976, вып. 251, с. 108—213.
Елизарьев Ю. З., Рошкован Г. Р. Выступы раннедокембрийского кристаллического основания.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. М., «Недра», 1973, с. 152—226.
Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М., «Наука», 1966, 231 с.
Жданова Л. В. Распределение радиоактивных элементов и $C_{орг}$ в нижнепротерозойских отложениях жайминской свиты.— В кн.: Вопросы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск, 1971, с. 128—131.
Жемчужникова Ю. А., Гинзбург А. И. Ископаемые угли.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Л., Гостоптехиздат, 1958. 358 с.
Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1962. 268 с.
Завалишин М. А., Львова Н. А. Стратиграфия и геологическое строение северо-восточной части Мамского района.— Труды ГИПРОНИИслюда, 1954, вып. 1/31. 73 с.
Заварицкий А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. М., Госнаучтехиздат, 1932. 79 с.
Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1952. 386 с.
Закруткин В. В. Первичная природа основных параметаморфитов чарнокитовых серий.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975, с. 99—103.
Закруткин В. В., Закруткин В. Е., Калличкова Ю. А., Лазарева Е. П. Органическое вещество докембрия Украинского щита.— В кн.: VIII Международный конгресс по органической геохимии. Т. 2. М., 1977, с. 11—13.
Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965. 247 с.

Исследование состава модифицированной воды методом электронного зонда.— ДАН СССР, 1973, **209**, № 1, с. 101—104.
Казанский В. И., Крупенников В. А., Омельяненко Б. И., Прусс А. К. О структурных и петрологических условиях образования урановосных альбититов.— Геол. рудн. месторожд., 1968, **10**, № 1, с. 3—16.
Казанский В. И., Лаверов Н. П. Месторождения урана.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М., «Недра», 1974, с. 319—387.
Казаринов В. П. Циклы докембрия.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1973, с. 3—12.
Казицын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., «Недра», 1968. 364 с.
Калинин Д. В., Овчинникова О. Н. Каталитическое действие раствора NaCl на скорость реакции синтеза геденбергита.— ДАН СССР, 1968, **181**, № 5, с. 443—446.
Калинин Ю. К., Соколов В. К. Опыт типизации углеродистых пород протерозоя Карелии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975, с. 155—160.
Калмурзаев К. Е., Успенский В. Н., Медведев Л. Д. и др. Органическое вещество в углеродисто-кремнисто-сланцевой формации кембрия Средней Азии.— Изв. АН КиргССР, 1972, № 3, с. 3—24.
Калмурзаев К. Е., Шабалин В. Н.— Ванадий в отложениях кембрия и нижнего ордовика Сары-Джазского района (Центральный Тянь-Шань).— Геол. руд. месторожд., 1967, 9, № 4, с. 93—97.
Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965. 189 с.
Карбонатиты. М., «Мир», 1969. 486 с.
Карбонатные породы Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1975. 151 с. Авт.: Н. И. Половко, Р. И. Сироштан, Н. М. Бондарева, Л. И. Забияка.
Карта тектоники докембрия континентов в м-бе 1 : 15 000 000. Объяснительная записка. Новосибирск, Труды СО АН СССР, 1972, вып. 152, 92 с. Авт.: Ю. А. Косыгин, А. К. Башарин, Н. А. Берзин и др.
Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Залаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования.— Труды ИГН АН СССР. Геол. сер., 1949, вып. 104, № 34, 167 с.
Кепежинскас К. Б. Поведение породообразующих компонентов в процессе регионального метаморфизма метапелитов.— Геол. и геофиз., 1973, № 10, с. 49—56.
Кивимяги Э. К., Лоог А. Р. Диктионемовые сланцы Эстонской ССР.— В кн.: Формации горючих сланцев. Таллин, «Валгус», 1973, с. 11—17.
Кицул В. И., Мурзаев С. П., Шкодзинский В. С. Устойчивость карбонатных пород в условиях метаморфизма, ультраметаморфизма и метасоматоза.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975, с. 23—26.
Кобелев М. В., Сахацкий И. И. О коре выветривания дубовских и анатолийских гранитов (Северо-Восточное Приазовье).— ДАН УССР, 1959, № 1, с. 81—84.
Конент Л. К. Условия накопления чаттанугских сланцев.— В кн.: Мирное использование атомной энергии. Т. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 506—510.
Кононов В. И., Ильин В. А. О состоянии и поведении воды в земных недрах в связи с процессами метаморфизма.— В кн.: Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций. Вып. 2, М., 1971, с. 35—65.
Конторович А. Э. Геохимия верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 3, с. 60—67.
Конюхов А. И. Седикахиты в отложениях пассивных и активных материковых окраин и их роль в процессах нефте- и газообразования.— В кн.: Нефте-

материнские свиты и принципы их диагностики. Тезисы докл. Изд-во МГУ, 1977, с. 37—38.
Коржинский Д. С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблемы фаций глубинности.— Труды ЦНИГРИ, 1936, вып. 71, с. 60.
Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового.— В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1939, с. 349—366.
Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—452.
Коржинский Д. С. По вопросу геологии Криворожского железорудного бассейна.— В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Киев, Изд-во АН УССР, 1955, с. 263—268.
Коржинский Д. С. Физико-химические основы парагенезиса минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
Королев В. Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня.— В кн.: Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. 3. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1962, с. 18—35.
Косой А. А. Архейские известняки и генезис беломорской толщи Карелии.— Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол.-почв.-геогр., 1936, вып. 3. № 10, с. 53—80.
Коссовская А. Г. Граувакки печорской угленосной формации.— М., «Наука», 1972, вып. 238. 206 с.
Коченов А. В., Мстиславский М. М., Столяров А. С. Ископаемые металлоносные залежи костного детрита рыб.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. 2. М., «Наука», 1970, с. 135—143.
Красильникова Н. А., Гуревич Б. Г. и др. Фосфориты Алтае-Саянской складчатой области.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 4, с. 24—32.
Краткий справочник по геохимии. М., «Недра», 1970, с. 71—83. Авт.: Г. В. Войткевич, А. Е. Мирошников, А. С. Поваренных, В. Г. Прохоров.
Кратц К. О. Геология карелид Карелии.— Труды Лаб. геол. докембрия, 1963, вып. 16. 210 с.
Крейг Г. Геохимия стабильных изотопов углерода.— В кн.: Изотопы в геологии. М., ИЛ, 1954, с. 440—495.
Кренделев Ф. П. Древние металлоносные конгломераты и коры выветривания.— Геол. и геофиз., 1965, № 11, с. 92—102.
Крылов И. Н., Мануйлова М. М., Митрофанов Ф. А. и др. Петрография метаморфических и магматических пород Восточного Саяна.— В кн. Петрография Восточной Сибири. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 3—102.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.
Кулиш Е. А. Региональная петрохимия и распространенность пород нижнеархейского алданского комплекса.— В кн.: Литология и минералогия метаморфических комплексов Дальнего Востока. Хабаровск, 1976, с. 96—151.
Кулиш Е. А., Ромашкин А. И. Химический состав иенгрской серии алданского архея и продуктов ее гранитизации.— ДАН СССР, 1968, 181, № 4, с. 184—216.
Куршакова Л. Д. Окислительно-восстановительные условия андрадитизации геденбергита.— В кн.: Теоретические и экспериментальные исследования минеральных равновесий. М., «Наука», 1968, с. 114—129.
Куршакова Л. Д. Экспериментальное изучение реакции геденбергит+волластонит=андрадит+кварц.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., «Наука», 1970, с. 99—114.
Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972, 208 с.
Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л., «Недра», 1972. 190 с.
Лазебник К. А. Чарнокиты западной части Алданского щита и некоторые вопросы их генезиса.— В кн.: Геология и петрология Алданского щита. М., «Наука», 1966, с. 277—293.

Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А. О формациях высокометаморфизованных комплексов.— В кн.: Геология докембрия. (Междунар. геол. конгресс, 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). Л., «Наука», 1968, с. 177—181.
Лападю-Арг П. О существовании в природе химического привноса в некоторых сериях метаморфических сланцев.— В кн.: Проблемы образования гранитов. М., ИЛ, 1950, с. 51—107.
Лапинская Т. А., Журавлев Е. Г. Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газо-нефтеносной провинции и ее геологическое значение. М., «Недра», 1967. 171 с.
Левина С. Д. Об осадочных полевошпатовых породах в отложениях нижней красноцветной толщи нижней перми на Северном Кавказе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 11, с. 31—43.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О химической природе полевошпатовых амфиболитов. Избр. труды, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 85—103.
Левченко С. В., Бобров Е. Т., Волочаев Ф. Я., Щипакина И. Г. Докембрийские коры выветривания Русской платформы, условия их образования и перспективы рудоносности.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975, с. 149—153.
Лисицина Н. А. Геохимия коры выветривания основных пород.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968, с. 9—102.
Лисицина Н. А. Коррозия кварца в мезокайнозойской коре выветривания Северного Казахстана.— ДАН СССР, 1957, 114, № 4, с. 862—864.
Лисицина Н. А. Глинистые продукты выветривания пород палеозоя и докембрия в бокситоносных районах Северо-Восточного Казахстана.— В кн.: Исследование и использование глин. Изд-во Львов. ун-та, 1958, с. 244—253.
Литвин Ю. А., Ишбулатов Р. А. Техника и методика исследования фазовых равновесий в силикатных системах в условиях сверхвысоких давлений (аппарат типа НЛ).— В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М., «Наука», 1975, с. 91—96.
Лобанов И. Н. Минералогия и происхождение ятулийских кварцевых конгломератов Карелии.— Минер. сб. Львов. геол. о-ва, 1961, № 15, с. 298—311.
Лобач-Жученко С. Б. Метасоматические амфиболовые породы кварцево-гнейсовой свиты мамской серии.— Труды Лаб. геол. докембрия, 1960, вып. 9, с. 276—286.
Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Афанасьева Л. И. Химический состав ладожской формации Балтийского щита и вопрос о балансе вещества при процессах метаморфизма и ультраметаморфизма.— Геохимия, 1972, № 3, с. 25—37.
Логвиненко Н. В. О распространении древних кор выветривания на юге европейской части СССР.— В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 293—300.
Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., «Наука», 1964, 124 с.
Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1975. 178 с.
Львова Н. А., Вишняков В. Н. Литолого-генетические особенности слюдянской толщи юго-западного Прибайкалья.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 1. М., «Недра», 1975, с. 271—275.
Максимов В. М. Пористость и трещиноватость.— В кн.: Справочное руководство гидрогеолога. Т. 1. Л., «Недра», 1967, с. 32—38.
Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Наука», 1968. 198 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. Петрология метаморфических пород. М., Изд-во МГУ, 1973. 367 с.
Маракушев А. А. Петрохимия метаморфических пород в связи с проблемой

выделения формаций по составу исходных отложений.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 1. М., «Недра», 1975, с. 98—105.
Маракушев А. А., Ким Хак Дзе, Ким Хенсо, Мишкин М. А. Метаморфические комплексы Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья и связанные с ними полезные ископаемые.— В кн.: Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М., «Наука», 1966, с. 9—124.
Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971. 263 с.
Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии.— В кн.: Геология и петрология докембрия. М., «Наука», 1962, с. 70—76.
Махлаев Л. В., Коробова Н. И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. Красноярск, 1972. 130 с.
Медведева И. Е. Парагенетический анализ некоторых метаморфических пород Макбальского поднятия в северном Тянь-Шане.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 10, с. 38—54.
Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971, 328 с.
Метаморфические пояса СССР. Л., Ин-т геол. и геохронол. докембрия, 1975. 56 с. Авт.: В. А. Глебовицкий, К. О. Кратц, Л. П. Бондаренко и др.
Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. Т. 1, 2. М., «Недра», 1968. Т. 1—500 с.; т. 2 — 666 с.
Миропольский Л. М. Топогеохимическое исследование пермских отложений Татарии. М., Изд-во АН СССР, 1956. 264 с.
Михайлов Б. М. Геология и полезные ископаемые западных районов Либерийского щита.— Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1969, **167**, 105 с.
Мкртычьян А. К. Тамалыкское месторождение фосфоритов (Кузнецкий Алатау).— Автореф. канд. дис. Томск, 1971. 26 с.
Момджи Г. С. Химический состав пород как источник информации о процессах образования интрузивных массивов.— Сов. геология, 1965, № 10, с. 20—37.
Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран.— В кн.: Тектоника СССР. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1949, с. 86—103.
Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975. 197 с.
Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1956, 456 с.
Негруца В. З. Опыт фациального изучения кварцевых конгломератов Карелии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., «Недра», 1966, с. 80—97.
Негруца Т. Ф. Среднепротерозойские метаглинистые породы северо-восточной зоны карелид и условия их образования.— В кн.: Проблемы геологии. Т. 74, вып. 2. Изд-во ЛГУ, 1974, с. 61—73.
Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Проблемы геологии докембрийских кор выветривания Балтийского щита.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975, с. 88—103.
Неуструев Ю. С. Цветные металлы Карелии.— В кн.: Труды 1-й Карельской геологоразведочной конференции. Л., 1933, с. 50—56.
Нефтеносность девона востока Татарии. Т. 2.— Труды Казан. фил. АН СССР. Сер. геол., 1960, вып. 6. 427 с. Авт.: Г. Л. Миропольская, Е. Т. Герасимова, В. Н. Логинова, Л. С. Тузова.
Никитина А. Н. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М., «Наука», 1968. 160 с.
Никитина А. Н. К вопросу о формировании и типах кор выветривания на породах кристаллического фундамента КМА.— В кн.: Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 102—124.
Овчинников А. М. Гидрогеологические условия гидротермальных процессов.— Бюл. МОИП. Сер. геол., 1957, **32**, № 65, с. 126—142.
Овчинников Л. Н., Бородин Л. С., Ляхович В. В. Геохимия магматических пород.— Геохимия, 1970, № 4, с. 446—459.
Олейников А. Н. О роли живого вещества в эволюции атмосферы Земли.— В кн.: Значение биосферы в геологических процессах. Изд-во МГУ, 1958, с. 56—63.
Опарин А. И. Проблемы происхождения жизни.— Вестн. АН СССР, 1976, № 2, с. 56—60.
Павлинов В. Н. Стратиграфия и тектоника южной части Южного Урала.— Труды МГРИ, 1937, 9, с. 28—43.
Павловский Е. В. Специфика стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Вопросы геологии и петрологии докембрия.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, 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.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 93, с. 9—53.
Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., «Наука», 1972. 208 с. Авт.: А. В. Сидоренко. В. А. Теняков. О. М. Розен и др.
Парфенов Ю. И. О тектонике южной части Енисейского кряжа.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 94—97.
Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970. 372 с.
Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза.— М., «Наука», 1973. 318 с.
Перчук Л. Л., Летников Ф. А., Удовкина Н. Г. и др. Генезис эклогитов Кокчетавской глыбы.— ДАН СССР, 1969, **186**, № 2, с. 441—444.
Петров В. П. Геолого-минералогическое исследование уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще.— Труды ИГН АН СССР, петрогр. сер., 1948, вып. 95, № 29. 199 с.
Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., «Недра», 1967. 343 с.
Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. М., «Наука», 1975. 342 с.
Петрова М. А. Петрохимические типы базальтовых магм различных структурных зон и сопоставление их с базальтами Луны.— Вестн. МГУ, 1975, № 1, с. 25—33.
Пиенар П. Дж. Докембрийские урановосные конгломераты Онтарио. М., «Мир», 1967. 199 с.
Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. 264 с.
Пламеневская Н. Л., Царева Г. М. О петрохимии контактово-метаморфических образований.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11, с. 58—67.
Плуман И. И. Урановосность черных аргиллитов волжского яруса Западно-Сибирской плиты как критерий геохимических условий осадконакопления.— Геохимия, 1971а, № 9, с. 1138—1143.
Плуман И. И. Урановосность черных битуминозных аргиллитов верхней юры Западно-Сибирской плиты.— Геохимия, 1971б, № 11, с. 1362—1368.
Поверхностные силы в тонких пленках и дисперсных системах. М., «Наука», 1971. 230 с.
Полдерварт А. Химия земной коры.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 130—157.
Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 115 с.
Прияткина Л. А. Геологическое строение и возраст гранулитовой формации Кольского полуострова.— В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 27—38.
Пустовалов Л. В. О классификации и номенклатуре глинисто-алевритовых песчаных пород.— В кн.: Сборник, посвященный 50-летию научной и педагогической деятельности В. В. Вернадского. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1936, с. 937—955.
Рабкин М. И. Докембрий Анабарского щита.— В кн.: Стратиграфия и корре-

ляция докембрия. (Междунар. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9). М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960, с. 69—76.
Рабкин М. И., Лопатин Б. Г. Метаморфические и магматические формации Анабарского щита.— В кн.: Магматические и метаморфические образования Сибири. М., «Недра», 1966, с. 114—116.
Равич М. Г., Климов Л. В., Соловьев Д. С. Докембрий Восточной Антарктиды.— Труды НИИГА, 1965, 138. 470 с.
Равич М. Г., Чайка Л. А. Протерозойские метаморфические и магматические формации горного Таймыра.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 590—719.
Разумова В. Н. Вторичные процессы в древней коре выветривания Джесказганского района.— В кн.: Исследование и использование глин. Изд-во Львов. ун-та, 1958, с. 254—259.
Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части центрального и Южного Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1961. 227 с.
Райтбург Ц. М., Слонимская М. В. Современные представления о системе глинистые минералы — катионы — связанная вода.— В кн.: Связанная вода в дисперсных системах, вып. 1. Изд-во МГУ, 1970, с. 18—27.
Ранкама К. Докембрий Скандинавии. М., «Мир», 1967. 270 с.
Раудсепп Х. Т. О генезисе горючего сланца кукерсита.— В кн.: Горючие сланцы. Тезисы докл. Таллин, 1975, с. 9—14.
Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма. М., «Недра», 1970. 271 с.
Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 78—117.
Розен О. М. К вопросу о происхождении эклогитов.— ДАН СССР, 1969, 186, № 3, с. 658—662.
Розен О. М. Пересчет химических анализов седиментогенных кристаллических сланцев на компоненты осадочной породы.— Сов. геология, 1970, № 7, с. 31—44.
Розен О. М. О сохранности химического состава горных пород при метаморфизме.— В кн.: Общая и региональная геология и геологическое картирование, вып. 4. М., 1975а, с. 1—18.
Розен О. М. Потенциальные источники рудного вещества при метаморфизме и палингенезе: некоторые количественные оценки миграции и концентрации элементов.— В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975б, с. 20—21.
Розен О. М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 1. М., «Недра», 1975в, с. 60—74.
Розен О. М. Экзогенез в докембрийской истории Земли. Проблема эволюции.— В кн.: Корреляция докембрия. Тезисы докл. М., 1975 г., с. 28—30.
Розен О. М., Гиммельфарб Г. Б., Теняков В. А. Пересчеты химических анализов метаморфических пород и некоторые вопросы регионального метаморфизма в связи с проблемами осадочной геологии докембрия (на примере карбонатных отложений).— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 3. М., «Недра», 1971, с. 32—43.
Розен О. М., Горбачев О. В., Теняков В. А. К особенностям литологии и геохимии одного из вероятных типов осадочных аналогов метаморфических пород основного состава (параамфиболитов).— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 4, с. 84—93.
Розен О. М., Серых В. И. Геохимический аспект проблемы гранитообразования.— В кн.: I Международный геохимический конгресс, т. 3. кн. 2. М., 1972, с. 95—117.
Розен О. М., Сидоренко Св. А., Созинов Н. А. Углеродистые отложения докембрия и фанерозоя.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975, с. 141—155.
Ронов А. Б. Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода). Геохимия, 1976, № 8, с. 836—845.
Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Лобач-Жученко С. Б. Проблемы эволюции химического состава осадочных пород и региональный метаморфизм.— Геохимия, 1977, № 2, с. 163—186.
Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., «Наука», 1963, с. 201—252.
Ронов А. Б., Хлебникова З. В. Химический состав генетических типов глин.— Геохимия, 1957, № 6, с. 449—469.
Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель химического строения земной коры.— Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1795.
Рош де ля Х. Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательства их дометаморфической истории.— В кн.: Доклады I Международного геохимического конгресса. Т. 3, кн. 1. М., 1972, с. 263—290.
Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961, с. 41—56.
Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Стратиграфия. Т. 1. М., «Недра», 1964. 515 с.
Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973. 310 с.
Седова И. С., Галибин В. А. Прогрессивная амфиболитовая фация.— В кн.: Эволюция вещества при ультраметаморфизме. Л., «Наука», 1972, с. 54—74.
Семененко Н. П., Жуков Г. В. Петровский графитоносный район. Киев, 1955. 95 с.
Семененко Н. П., Родионов С. П., Усенко И. С. и др. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического щита.— В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия (Междунар. геол. конгресс. 21 сессия. Проблема 9). Докл. сов. геологов. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960, с. 36—45.
Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., «Наука», 1974. 302 с.
Сердюченко Д. П. Ближние и отдаленные генетические связи архейских кор выветривания с пластовыми, метасоматическими и жильными месторождениями.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975, с. 106—109.
Серых В. И., Розен О. М. О миграции химических элементов в земной коре при гранитообразовании на примере Кокчетавского массива.— Геохимия, 1969, № 9, с. 1066—1081.
Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия.— Сов. геология, 1963, № 4, с. 3—23.
Сидоренко А. В. Изучение докембрия — важнейшая задача современной геологии.— Вестн. АН СССР, 1965, № 10, с. 3—10.
Сидоренко А. В. Некоторые вопросы изучения докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., «Недра», 1967, с. 5—13.
Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— ДАН СССР, 1969, 186, № 1, с. 166—169.
Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия, состояние и задачи.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Тезисы докл. X Всесоюз. литол. совещ. М., 1973, с. 4—7.
Сидоренко А. В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975а, с. 5—15.
Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли.— Сов. геология, 1975б, № 2, с. 5—15.
Сидоренко А. В. Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые.— Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 113—126.
Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Участие поверхностных вод в формировании метаморфической оболочки Земли.— Докл. АН СССР, 1975, 223, № 2, с. 466—469.
Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Стационарное изотопное равновесие между карбонатной и органической формами углерода в земной коре и проб-

лема геохимической эволюции Земли.— Тезисы докл. VI Всесоюз. симп. по стабильным изотопам в геохимии. М., 1976, с. 6—8.
Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Общие тенденции в эволюции изотопного состава карбонатов в докембрии и фанерозое.— ДАН СССР, **234**, № 4, 1977, с. 165—168.
Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А., Борисова С. Л. Изотопно-кислородное исследование амфиболитов Кольского полуострова.— Тезисы докл. IV Всесоюз. симп. по геохимии стабильных изотопов. М., 1972, с. 17—19.
Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А., Борисова С. Л. Изотопно-кислородная диагностика орто- и параамфиболитов.— ДАН СССР, 1973, **211**, № 1, с. 208—211.
Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А., Борисова С. Л. и др. Изотопные особенности древнейших карбонатных отложений докембрия.— Тезисы докл. V Всесоюз. симп. по геохимии стабильных изотопов. М., 1974, с. 2—4.
Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А., Сидоренко Св. А. и др. Изотопный состав элементарного углерода из метаморфических пород докембрия.— ДАН СССР, 1972, **206**, № 2, с. 463—466.
Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 198.
Сидоренко А. В., Лунева О. И. О фациях регионального метаморфизма и первичном составе пород.— Сов. геология, 1972, № 6, с. 8—21.
Сидоренко А. В., Розен О. М., Гиммельфарб Г. Б., Теняков В. А. К проблеме распространенности карбонатных отложений в докембрии.— ДАН СССР, 1969, **189**, № 6, с. 1336—1339.
Сидоренко А. В., Розен О. М., Теняков В. А., Гиммельфарб Г. Б. Метаморфизм осадочных толщ и «углекислое дыхание» земной коры.— Сов. геология, 1973, № 5, с. 3—11.
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., Сидоренко Св. А. Об «углеводородном дыхании» докембрийских графитсодержащих толщ.— ДАН СССР, 1970, **192**, № 1, 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 Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М., «Наука», 1975. 114 с.
Сидоренко А. В., Теняков В. А., Горбачев О. В. и др. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов.—Д АН СССР, 1968, **182**, № 4, с. 907—909.
Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко Св. А. Осадочно-метаморфические процессы и «газовое дыхание» земной коры.— Тезисы докл. симп. «Дегазация Земли и геотектоника». М., «Наука», 1976, с. 12—14.
Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М. и др. Основные черты геохимии гипергенеза раннего докембрия.— Труды I Междунар. геохим. конгресса, т. IV, кн. 1. Осадочные процессы. М., 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—30.
Сидоренко Св. А. Главнейшие возрастные «эпохи» и основные геолого-тектонические условия накопления биогенного органического вещества в докембрии.— В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Тезисы докл. Новосибирск, 1976, с. 26—28.
Синицын В. М. Сиаль. Л., «Недра»,-1972. 168 с.
Смилкстын А. О., Светлицкий Н. И., Суховерхова М. В., Михайлов А. С. Новое месторождение фосфоритов на юге Красноярского края.— Труды СНИИГГиМС. 1966, вып. 45, с. 28—37.
Смирнов А. М. Докембрий Азиатского сектора.— В кн.: Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1973, с. 6—73.

Снежко А. А., Рабинович А. Л. К вопросу о генезисе амфиболитов р. Теберда (Северный Кавказ) по изотопным данным.— Тезисы докл. на IV Всесоюз. симп. по геохимии стабильных изотопов. М., 1972, с. 28—29.
Современные представления о связанной воде в породах. М., Изд-во АН СССР, 1963. 256 с.
Созинов Н. А. О геохимических особенностях углеродисто-кремнистой формации.— Литол. и полезн. ископ. 1969, № 1, с. 78—92.
Созинов Н. А. Условия формирования сидеритоносной формации позднего докембрия Кокчетавского массива.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1973, с. 123—126.
Созинов Н. А. Осадочные эквиваленты метаморфических пород основного состава.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975а, с. 39—49.
Созинов Н. А. Позднедокембрийская эпоха накопления осадочных сидеритов.— В кн.: Металлогения докембрия. Тезисы докл. Л., 1975б, с. 42—43.
Созинов Н. А., Сидоренко Св. А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя. ДАН СССР, 1976, **227**, № 3, с. 684—687.
Соколов Б. С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации.— Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 126—145.
Соколов В. А. К геологии верхнекарельских образований Северного Прионежья.— Труды Карело-Кольского филиала АН СССР, 1955, вып. 3, с. 17—27.
Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963. 184 с.
Соколов В. А., Галдобина Л. П., Хейсканен К. И. Эволюция литогенеза в протерозое Карелии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 1. М., «Недра», 1975, с. 115—122.
Соколов В. А., Хейсканен К. И. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1, М. «Недра», 1966, с. 176—185.
Спицын В. И., Глазунов М. П., Муляр В. М. и др. Исследование аномальной воды методом нейтронноактивационного анализа.— ДАН СССР, 1972, **202**, № 1, с. 132—135.
Справочник физических констант горных пород. Под ред. С. Кларка. М., «Мир», 1969. 543 с.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли.— М., Госгеолтехиздат, 1963, 535 с.
Страхов Н. М. К познанию подводного вулканогенно-осадочного породообразования (состояние знаний и проблемы).— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., «Наука», 1965, с. 74—91.
Судовиков Н. Г. Докембрий Карельской АССР.— В кн.: Труды 17 сессии Междунар. геол. конгресса, т. 11. М., Изд-во АН СССР, 1939, с. 73—78.
Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964. 546 с.
Суслова С. Н. Коматииты из нижнедокембрийских метаморфизованных вулканогенных толщ Кольского полуострова.— ДАН СССР, 1976, **228**, № 3, с. 697—700.
Сухарина А. И. Геологические особенности формирования кембро-синийских отложений в Западной Сибири.— В кн.: Фосфориты Западной Сибири. М., «Недра», 1965, с. 18—31.
Тейлор Г. П. Изотопы кислорода в минералах гидротермальных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 101—128.
Тектоника Африки. М., «Мир», 1973. 542 с.
Теняков В. А. О некоторых дискуссионных проблемах экзогенно-метаморфогенной геологии докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975, с. 47—57.
Теняков В. А. Новые аспекты исследования системы выветривание — осадко-

накопление — метаморфизм.— В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Тезисы докл. Апатиты, 1977. 3 с.
Тимченко И. П. Протерозойские кварциты и кварцито-песчаники Центральной и Южной Карелии.— Труды ИГН АН СССР, петрогр. сер., 1950, вып. 122, № 37, с. 53—80.
Тугаринов А. И. Происхождение урановых месторождений.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 263—271.
Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1970. 432 с.
Уилсон М. Е. Докембрий Канады (Канадский щит).— В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., «Мир», 1968, с. 236—370.
Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Д. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962. 414 с.
Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970. 432 с. Авт.: Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др.
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.
Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан (Восточная Сибирь). М., «Наука», 1972, 130 с.
Филатова Л. И. Докембрий Улу-Тау. Изд-во МГУ, 1962. 323 с.
Фонарев В. И. Экспериментальные критерии равновесия при изучении гидротермальных систем с минералами постоянного состава.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., «Наука», 1974, с. 218—232.
Формозова Л. Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М., «Наука», 1973. 172 с.
Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 13—49.
Хаин В. Е., Божко Н. А. Основные этапы развития Африкано-Аравийской платформы.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. М., «Недра», 1973, с. 360—391.
Харитонов Л. Я. Новые данные по стратиграфии и тектонике карельской формации Онего-Сегозерского водораздела. Л.— М., ГОНТИ, 1938. 52 с.
Харитонов Л. Я. Основные черты геологического строения Балтийского щита.— В кн.: Вопросы геологии Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 5—66.
Хейнрих Э. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. М., ИЛ, 1962. 605 с.
Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91, с. 17—24.
Хильтова В. Я., Савельев А. А., Шулешко И. К. Петрохимия филлитов в разных зонах метаморфизма (Северо-Байкальское нагорье).— ДАН СССР, 1969, 188, № 1, с. 205—208.
Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М., «Наука», 1973. 262 с.
Холтроп Дж. Стратиграфия и возраст докембрийских пород провинции Суринам.— В кн.: Проблемы геологии древних платформ, вып. 1. Красноярск, 1973, с. 224—231.
Чайка В. М. Докембрийские коры выветривания и тектоника.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975, с. 25—36.
Четвериков С. Р. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. М., Госгеолтехиздат, 1956. 243 с.
Щарков А. А. О литологических особенностях майкопских отложений Южного Мангышлака.— Литол. и полезн. ископ. 1967, № 1, с. 20—35.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 7—99.
Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных пород и формаций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3—23.
Шафеев А. А. Докембрий юго-западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М., «Наука», 1970. 179 с.
Шварцев С. Л. Разложение и синтез воды в процессе литогенеза.— Геол. и геофиз. 1975, № 5, с. 17—28.
Шехоркина А. Ф. Докембрий Южно-Американского сектора.— В кн.: Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1973, с. 120—134.
Шоу Д. М. О делении данных в аналитической геохимии на две группы с помощью дистанционного коэффициента.— В кн.: Вопросы математической геологии. Л., «Наука», 1968. 208 с.
Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л., «Недра», 1969. 208 с.
Шульдинер Н. С. Краткий очерк докембрия Антарктиды.— В кн.: Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1973, с. 135—142.
Эйгель В. Физическая химия силикатов. М., ИЛ, 1962. 445 с.
Эскола П. Докембрий Финляндии.— В кн.: Докембрий Скандинавии. М., «Мир», 1967, с. 154—261.
Юшкин Н. П., Мамчур Г. П., Стащишин Р. И., Буканов В. В. Изотопы углерода в гидротермальном кальците и минералогенетическая интерпретация их соотношений.— Труды ин-та геол. Коми филиала АН СССР, вып. 14. Сыктывкар, 1971, с. 137—151.
Явхута Г. В. Верхнеюрская сланценосная формация.— В кн.: Формация горючих сланцев. Таллин, «Валгус», 1973, с. 53—70.

Adams F. D. On the origin of the amphibolites of the Laurentian area of Canada.—J. Geol., 1909, **17**, N 1.
Anderson J. H., Parks G. A. The electrical conductivity of silicagel in the presence of absorbed water.— J. Phys. Chem., 1968, **72**, N 10, p. 258—271.
Arth J. G., Hanson A. Geochemistry and origin of the Early Precambrian crust at Northwestern Minnesota.— Geochim. et cosmochim. acta, 1975, **39**, N 2, p. 325—332.
Baertschi P. Messung und Deutung relativer Häufigkeitsvariationen von Q^{18} und C^{13} in Karbonatgesteinen und Mineralen.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1957, **37**, S. 73—152.
Bailey E. H., Irwin W. P., Jones D. L. Franciscan and related rocks and their significance in the geology of Western California.—Bull. Div. Mines and Geol., California, 1964. N 183.
Barth T. F. W. Principles of classification and norm calculation of metamorphic rocks.— J. Geol., 1959, v. 67, N 2.
Barth T. F. W. Precambrian of Southern Norway.— In: The Precambrian, v. I. K. Rancama (Ed.). New York — London — Sydney, Interscience, 1963.
Bastin E. S. Chemical compositions as a criterion in identifying metamorphozed sediments.— J. Geol., 1909, **17**, p. 445—472.
Bates T. F., Strahl E. O. Mineralogy and radioactivity of representative samples of Chattannooga Shale.— Bull. Geol. Soc. America, 1957, **68**, N 10, p. 1305—1314.
Bearth P. Über Eklogite, Glaukophanschifer und metamorphe Pillowlaven.— Schweiz. mineral und petrogr. Mitt., 1959, **39**, S. 267—286.
Bell P. M., England J. L. High pressure differential thermal analysis of a fast reaction with $CaCO_3$.— Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1967, **66**, p. 354—356.
Bigeleisen J. Chemistry of isotopes.— Science, 1965, **147**, p. 463—471.
Billings M. P., Cleaves A. B. Brachiopodes from Mica Schist, Mt. Clough, New Hampshire.—Amer. J. Sci., 1935, **30**.

Birch F., Le-Compte P. Temperature — pressure plane for albite composition.— Amer. J. Sci., 1960, **258**, p. 209—217.
Boettcher A. L., Wyllie P. J. Revision of the calcite — aragonite transition with the location of a triple point between cal cite I, calcite II and aragonite.— Nature, 1967, **213**, p. 792—793.
Boettcher A. L., Wyllie P. J. Quartz-coesite transition measured in the presence of silicate liquid and calibration of piston-cylinder apparatus.— Contrib. Mineral. and Petrol., 1968, **17**, N 3, p. 224—232.
Borg I. Y. Glaucophane schists and eclogites near Healdsburg, California.— Bull. Geol. Soc. America, 1956, **67**, p. 1563—1584.
Bottinga V., Javoy M. Comments of oxygen isotope geothermometry.— Earth and Planet. Sci. Letters, **20**, p. 250—255, 1973.
Boud F. R., England J. L. The quartz — coesite transition.—J. Geophys. Res., 1960, **65**, p. 741—748.
Bradly G. Origin and microfossils of the oil shale of Green River formation of Colorado and Utah.— U. S. Geol., Surv. Profess Paper, 1931, N **168, 58** p.
Bucher W. H. Fossils in metamorphic rocks: a review.— Bull. Geol. Soc. America, 1953, **64**, N 3.
Clark F. W., Washington H. S. The composition of the earth's crust.— U. S. Geol. Surv. Profess Paper, 1924, N 127.
Clayton R. N., Goldsmith J. R., Karel K. J. e. a. Limits on the effect of pressure on isotopic fractionation.— Geochim. et cosmochim. acta, 1975, **39**, N 8.
Cloud P. E., Gruner J. W., Hagen H. Carbonaceous rocks of the Soudan iron formation.— Science, 1965, **148**, N 3678.
Clover, Lunn. Stratigraphy and uranium content of the Chattanooga shale in Northeastern Alabama, Northwestern Georgia and Eastern Tennessee.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1959, 1087-E, p. 133—168.
Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B. e. a. Eclogites and eclogites: their difference and similarities.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, **76**, p. 483—508.
Coombs D. S. Sedimentary analcime rocks and sodium-rich gneisses.— Mineral. Mag., 1965, **34**, Tilley volume, p. 144—158.
Deffeyes K. S. Zeolites in sedimentary rocks.— J. Sediment. Petrol., 1959, **29**, N 4, p. 602—609.
Degens E. T. Biogeochemistry of stable carbon isotopes.— In: Organic geochemistry. Berlin — Heidelberg — New York, 1969.
Deuser W. G. Extreme C^{13}/C^{12} variations in Quaternary dolomites from the continental shelf.— Earth and Planet. Sci. Letters 1970, **8**, N 118.
Duncan J. R., Kulm L. D., Griggs G. B. Clay mineral composition of Late Pleistocene and Holocene sediments of Cascadia Basin, Northwestern Pacific ocean.— J. Geol., 1970, **78**, N 2, p. 213—221.
Eade K. E., Fahrig W. F., Maxwell J. A., Composition of crystalline shield rocks and fractionating effects of regional metamorphism.— Nature, 1966, **211**, N 5055, p. 1245—1249.
Eckelman F. D., Poldervaart A. Geologic evolution of the Baertooth Mountains, Montana and Wyoming. Pt I: Archean history of the Quad Creek area.— Bull. Geol. Soc. America, 1957, **68**, N 10.
Engel A. E. F., Engel C. G. Grenville series in the North — West Adirondack Mountain, New York. Pt. I—II.—Bull. Geol. Soc. American, 1953, **64**.
Engel A. E. F., Engel C. G. Progressive metamorphism and granitization of major paragneiss North — West Adirondack Mountains. Part I.— Bull. Geol. Soc. America, 1958a, **69**, N 11, p. 15—103.
Engel A. E. F., Engel C. G. Progressive metamorphism and granitization of major paragneiss North-West Adirondack Mountains. Part II.— Bull. Geol. Soc. America, 1958b, **71**, N 11, p. 28—65.
Ernst W. G. Synthesis and stability relation of ferrotremolite.— Amer. J. Sci., 1966, **264**, p. 37—65.
Ernst W. G. Metamorphic zonation on presumbly litospheric plates from Japan, California and the Alps.— Bull. Geol. Soc. America, 1971, **3**, N 7, p. 121—153.

Essene E. J., Hensen B. J., Green H. D. Experimental study of amphibolite and eclogite stability.— Phys. Earth and Planet. Interiors, 1970, **3**, p. 378—384.
Eugster H. P. Reduction and oxidation in metamorphism.— In: Research in Geochemistry, 1959, N 4, p. 397—427.
Francis C. H. The amphibolite of Doir'a Chatha (Duches) Southerland.— Geol. Mag., 1958, **95**, N 1.
Froese E., Winkler H. G. F. The system $CaCO_3$—$SrCO_3$ at high pressures and 500° C to 700° C.— Canad. Mineralogist, 1966, **8**, pt. 5, p. 551—566.
Frosterus B. Bergbyggnaden i sydösta Finland.— Bull. Commiss. géol. Finlande, 1902.
Fry W., Fyfe W. S. Eclogites and water pressure.— Contrib. Mineral. and Petrol., 1969, **24**, N 1, p. 1—6.
Fuller A. D. Conribution to the petrology of the Witwatersrand system.— Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1958, v. **61**, p. 19—49.
Fyfe W. C., Hollander M. A. Equilibrium dehydration of diaspore at low temperatures.— Amer. J. Sci., 1964, **262**, N 6, p. 117—138.
Garlick G. D. The stable isotopes of oxygen.— In: Handbook of Geochemistry. Berlin — Heidelberg — New York, 1969.
Garlick G. D., Epstein S. Oxygen isotope rations in coexisting minerals of regionally metamorphozed rocks.— Geochim. et cosmochim. acta, 1967, **31**, N 2.
Gilbert M. C. Reconnaissance study of the stability of amphiboles at high pressure.— Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1969, **67**, p. 167—170.
Gill Y. E. Summary and discussion on Proterozoic of Canada.— Spec. Publ., N 2, 1957, p. 183—191.
Giovani W. F., Salati E., Marini O., Friedman I. Unusual isotopic composition of carbonates from the Irati formation, Brasil.— Bull. Geol. Soc. America, 1974, **85**, N 1.
Glikson Y. V. Geosynclynal evolution and geochemical affinities of Early Precambrian systems.— Tectonophysics, 1968, **9**, p. 397—433.
Goldich S. S. A study in rock-weathering.— J. Geol., 1938, **46**, N 1, p. 17—58.
Goldschmidt V. M. Die Kontaktmetamorphose in Kristiania gebiet. Skrift. Videns, Kristiania, Math — Nat. Kl. I. 1911.
Goodwin A. M. Structure, stratigraphy and origin of Iron Formations, Michipicoten Area, Algoma District Ontario, Canada.— Bull. Geol. Soc. America, 1962, **73**, p. 561—586.
Goodwin A. M. Evolution of the Canadian shield.— Proc. Geol. Assoc. Canada, 1968, **19**, p. 1—14.
Green D. H., Ringwood A. E. A comparison of recent experimental data on the gabbro-garnet granulite — eclogile transition.—J. Geol., 1972, **80**, p. 277—288.
Gross G. A. Geology of iron deposits in Canada, v. I. Ottawa, Geol. Surv. Canada Econ. Geol. Rept, 1965, N 22.
Grout F. F. Petrographic and chemical data on the Canadian shield.— J. Geol., 1938, **46**.
Harrison J. M. Iron formation of Ungava Peninsula. Canada.— Compt. rend. 19 session Congr. géol. intern., Alger, 1952, fasc. 10.
Hatch F. H., Wells A. K. The petrology of the igneous rocks. London, G. Allen, 1939.
Hays J. F., Bell P. M. Albite—jadeite—quartz equilibrium a hydrostatic determination.—Carnegie Inst. Wash. Year-book 1972—1973, 1973, p. 706—708.
Hellner E., Schürmann K. Stability of metamorphic amphiboles the tremolite — ferroactinolite series.— J. Geol., 1966, **74**, N 3, p. 153—178.
Helmbold R. Contribution to the petrography of the Tanner graywacke.— Bull., Geol. Soc. America, 1958, **69**, N 3, p. 301—314.
High L. R., Picard M. D. Sedimentary petrology and origin of analcime-rich Popo Agie member, Chugwater (Triassic) formation, West Central Wyoming.— J. Sediment Petrol., 1965, **35**, N 1, p. 49—70.
Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Berlin — Heidelberg — New York, 1973, 140 p.

Holland H. D. Model for the evolution of the earth's atmosphere. Buddington, Geol. Soc. America, 1962.
Holmes A. The nomenclature of petrology. London, Murby, 1928.
Irving A. I., Wyllie P. J. Melting relationship in CaO—CO_2 and MgO—CO_2 to 36 kilobars with comments on CO_2 in the mantle.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1973, **20**, p. 220—225.
James H. L. Sedimentary facies of the iron formation.— Econ. Geol., 1954, 49, N 3.
James H. L., Dutton C. E., Pettijohn F. J., Wier K. L. Geology and ore deposites of the Iron — River — Crystall — Falls district, Iron Country, Michigan.— Geol. Surv. Profess. Paper, 1968, N 570.
Johannes W., Bell P. M., Mao H. K. e a. An interlaboratory comparison of piston-cylinder pressure calibration using the albite-breackdown reaction.— Contrib. Mineral. and Petrol., 1971, **32**, N 1, p. 24—38.
Johannes W., Puhan D. The calcite — aragonite transition, reinvestigated.— Contrib. Mineral. and Petrol., 1971, **31**, p. 29—38.
Kalsbeek F. On the origin of some banded amphibolites and gneisses in the Belledone massif (French Alps).— Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1965, **102**, N 2.
Kanisawa S. Garnet-amphibolites at Yokokawa in the Abukuma metamorphic belt, Japan.— Contrib. Mineral and Petrol., 1969, N **2**, p. 164—176.
Keith M. L., Weber J. N. Isotopic composition and environmental classification of selected limestones and fossils.— Geochim. et cosmochim. acta, 1964, **28**, p. 1787.
Kennedy G. C. Pressure — volume — temperature relations in water at elevated temperatures and pressures.— Amer. J. Sci., 1950, **248**, p. 564.
Kennedy G. C., Ito K. Comments on «A comparison of recent experimental data on the gabbro-garnet granulite — eclogite transition».— J. Geol., 1972, **80**, p. 289—292.
Kitahara S., Kennedy G. C. Quartz-coesite transition.— J. Geophys. Res., 1964, **69**, p. 5395—5400.
Kullerud G., Yoder H. S. Jr. Pyrite stability relations in the Fe—S system.— Econ. Geol., 1959, **54**, p. 533—572.
Kushiro I. Stability of amphibole and phlogopite in the upper mantle.— Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1970, **68**, p. 245—247.
Lambert I. B., Wyllie P. J. Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kb with geological applications.— J. Geol., 1972, **80**, N 6, p. 693—708.
Lapadu-Hargues P. Sur la composition chimique moyenne des amphibolites.— Bull. Soc. géol. France, 1953, **6**, N 3.
Leake B. E. The chemical distinction between orto- and paraamphibolites.— J. Petrol., 1964, **5**, N 2.
Leith C. K., Mead W. J. Metamorphic geology. New York, Holt a. C°, 1915, 337 p.
Lockwood J. P. Sedimentary and gravity-slide emplacement of serpentine. Bull. Geol. Soc. America, 1971, **82**, p. 919—936.
Lodemann C. K. W. Von Geochemie der Metamorphose im Sanalpen — Kristallin (Ostkärnten). Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1970, **112**, H. 2, S. 151—169.
Loughnan F. C., Goldbery R. Dawsonite and analcite in the Singleton coal measures of the Sydney Basin.— Amer. Mineralogist, 1972, **57**, N 9—10, p. 1437—1447.
Macpherson H. G. A chemical and petrographic study of Pre — Cambrian sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1958, **14**, N 1, p. 73—92.
McKelvey V. E., Swanson R. W., Sheldon R. P. The Permian phopshorite deposite of Western United States.— Compt. rend. 19 session Cong. géol. intern., Alger, 1952, fasc. XI. Alger., 1953.
Mc Kelvey V. E., Williams J. S., Sheldon R. P. The Phosphoria, Park City and Shedhorn formations in the western phosphate field.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1959, 313-A.

Mc Kirdy D. M. Organic geochemistry in Precambrian. Precambrian Res., v. 1, 1974, p. 75—137.
Marmo V. On the sulphide and sulphide-graphite schists of Finland.— Bull. Commiss. géol. Finlande, 1960, N 190.
Mason B. Principles of geochemistry. New York, J. Wiley a. Sons, 1951, 276 p.
Maurell P., Brousse R. Sur les phyllites contenus dans quelques arkoses.— Bull. Soc. franç. mineral. et cristallogr., 1959, **82**, p. 87—90.
Metzger A. A. Die Jatulischen Bildungen von Suojarvi in Ostfinland.— Bull. Comiss. géol. Finlande, 1924, N 64.
Mirwald P. W. A differential thermal analysis study of the high-temperature polymorphism of calcite at high pressur.— Contrib. Mineral. Petrol., 1976, **59**, p. 33—40.
Miyashiro A., Haramura H. Sedimentation and regional metamorphism in the Paleosoic geosynclinal pile of Japan. Proc. Sympos. on Tectonics.— Bull. Indian. Geophys. Union, N 3, 45—55, 1966.
Miyashiro A. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics.— Amer. J. Sci., 1972, **272**, p. 629—656.
Moine B., Roche H. de la. Nouvelle approche du problème de l'origin des amphibolites à partir de leur composition chimique.— C. r. Acad. sci., 1968, S-D, 267, N 25.
Murata K. J., Friedman I., Madsen B. M. Isotopic composition of diagenetic carbonates in marine Miocene formation of California and Oregon.— Geol. Surv. Profess, Paper, 1969, N 614-B.
Nanz R. H. Chemical composition of Precambrian slates with notes on the geochemical evolution of lutites.— J. Geol., 1953, **61**, N 1, p. 51—64.
Naqvi S. M., Hussain S. M. Relation between trace and major element composition of the Chitaldrug metabasalts Mysore, India, and the Archean mantle.— Chem. Geol., 1973, N 11, p. 17—30.
Nenton R. C., Smith J. V. Investigations concerning the breackdown of albite at depth in the earth.— J. Geol., 1967, **75**, p. 268—286.
Niggli P. Gesteine und Minerallagerstätten, Bd. II. Basel, Verlag Birkh., 1952, 557 S.
Nockolds S. R. Average chemical compositions of some igneous rocks.— Bull. Geol. Soc. America, 1954, **65**, N 10—12, p. 1007—1032.
Oehler D. Z., Schopf J. W., Kvenvolden K. A. Carbon isotopic studies of organic matter in Precambrian rocks.— Science, 1972, **175**, p. 1246—1248.
O'Neil J. R., Clayton R. N. Oxygen isotope geothermometry.— In: Isotope and cosmic chemistry. Amsterdam, 1964.
Onuma N., Clayton R. N., Mayeda T. K. Oxygen isotope fractionation between minerals and estimate of the temperature of formation.— Science, 1970, **167**, p. 536—538.
Opik A. Beiträge zur Kenntnis der Kukruse (C_2^-) Strufe in Eesti, v. IV. Tartu, 1930.
Orville P. M. Alkali metasomatism and feldspars.— Norsk geol. tidsskr., 1962, **42**, N 2, p. 283—316.
Orville P. M. Alkali ion exchange between vapor and fefdspar phases.— Amer. J. Sci., 1963, **251**, N 2.
Orville P. M. A model for metamorphic differentiation origin of thin-layered amphibolites.— Amer. J. Sci., 1969, **267**, p. 64—86.
Peltola E. The black schists in the Outokumpu region in Eastern Finland.— Bull. Comiss. géol. Finlande, 1960, N 192.
Perry E. C., Tan F. C. Significance of oxygen and carbon isotope variations in Early Precambrian cherts and carbonate rocks of Southern Africa.— Bull. Geol. Soc. America, 1972, 83, p. 647—664.
Pettijohn F. J. Archean sedimentation.— Bull. Geol. Soc. America, 1943, **54**, N 7, p. 925—972.
Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. Harper's Geoscience Series. N. Y., 1949, 526 p.
Pettijohn F. J., Bastron H. Chemical composition of argillites of the cobalt se-

ries · (Precambrian) and the problem of sod-rich sediments.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, **70**, N 5, p. 593—600.
Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. Sand and sandstone. Berlin, e. a., Springer, 1972, 618 p.
Ramberg H. Remarks on the average chemical composition granulite facies and amphibolite to epidot-amphibolite facies gneisses in West Greenland.— Medd. Dansk Geol. Forening, 1951, **12**, H. 1.
Ramberg H. The origin of the metamorphic and metasomatic rocks. Chicago, 1952, p. 328.
Reilly G. A., Shaw D. M. An estimate of the composition of part at the Canadian shield in Northwestern Ontario.—Canad. J. Earth Sci., 1967, **4**, p. 725—740.
Robertson J. K., Wyllie P. J. Rock-water systems, with special reference to the water-deficient region.— Amer. J. Sci., 1971, **271**, p. 252—277.
Roscoe S. M. Geologic and uranium deposits quirce Lake-Elliot Lake, Brinde River area, Ontario.— Bull. Geol. Surv. Canada, 1957, p. 56—57.
Roy R., Frushour R. H. Reexamination of the quartz—coesite transition in anvil apparatus.— J. Amer. Ceram. Soc., 1971, **54**, N 11, p. 589—590.
Rubey W. W. Geologic history of sea water.— Bull. Geol. Soc. America, 1951, **62**, N 7, 1111—1147.
Rye R. O., Ohmoto H. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A review.— Econ. Geol., 1974, **69**, N 6.
Schidlowski M. Probleme der atmosphärischen Evolution in Präkambrium.— Geol. Rundschau, 1972, **60**, H. 4.
Schidlowski M., Eichmann R., Junge C. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget.— Precambrian Res., 1975, **2**, N 1, p. 1—69.
Schwarcz H. P. The stable isotope of carbon.— Handbook of geochemistry. Berlin — Heidelberg — New York, 1969.
Schwarcz H. P., Clayton R. N. Oxygen isotopic studies of amphibolites.— Canad. J. Earth Sci., 1965, **2**.
Sclar C. B., Garrison L. C., Schwartz C. M. The calcite — aragonite transition and calibration of belt-type apparatus between 15 and 35 kb, 700° to 1400° C—Amer. Soc. Mech. Engin. Paper, 1962, N 62 — WA — 248, p. 7.
Sederholm J. J. The average composition of the earth's crust in Finland.— Bull. Commiss. géol. Finlande, 1925, N 70.
Shaw D. W. Geochemistry of pelitic rocks. Part III. Major elements and general geochemistry.— Bull. Geol. Soc. America, 1956, **67**, N 10, p. 919—934.
Shaw D. W., Kudo A. M. A test of the discriminant function in the amphibolite problem.— Mineral Mag., 1965, Tilley volume. 34, N 268.
Shaw D. W., Weaver C. E. The mineralogical composition of shales.— J. Sediment Petrol., 1965, **35**, N 1, p. 203—222.
Sheeh Y. N., Taylor H. P. Oxygen and carbon isotope studies of contact metamorphism of carbonate rocks.— J. Petrol., 1969, **10**, N 3.
Shepard R. A. Clinoptilolite of the possible economic value in sedimentary deposits of the conterminous United States.— Geol. Surv. Bull., 1971, 1332-B, BI-B15.
Siggerud T. The occurrence of uranium and thorium in Norway.— Proc. Intern. Conf. Peaceful Uses Atomic Energy, **6**, 1956.
Simmons G., Bell P. M. Calcite-aragonite equilibrium.— Science, 1963, **139**, p. 1197—1198.
Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic, Early Archaean supracrustal rocks in Southwestern Finland.— Bull. Commiss. géol. Finlande, 1953, N 160.
Singh S. K. Occurrence of amphibolites in Golwa area, Manuaul (Panjab, India).— Res. Bull. Panjab Univ., 1968, **19**, N 1—2.
Singh S. K., Gupta R. P. Occurrence and origin of paraamphibolites and associated diopside-rich rocks near Bhunas, Bhilwara Distr. Rajasthan.— Univ. Boorkee Res. J., 1968, **10**, N 3—4, pt 6, p. 29—36.
Smithson S., Fikkan P. R., Houston R. S. Amphibolitization of calc-silicate metasedimentary rocks.— Contrib. Mineral. and Petrol., 1971, N 3, p. 228—237.
Svenke E. The occurrence of uranium and thorium in Sweden. Proc. Intern. Conf. Peaceful Uses Atomic Energy, 1956, **6**.
Swanson R. W., Mc Kelvey V. E., Sheldon R. P. Progress report on the investigations of Western Phoshate Deposits.— U. S. Geol. Surv. Circ., 1953, N 297.
Taylor H. P. Oxygen isotope studies of hydrothermal ore deposits.— In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York—London, 1967.
Taylor H. P. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. Contr. Mineral. and Petrol., 1968, **19**.
Taylor H. P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problem of hydrothermal alteration and ore deposition.— Econ. Geol., 1974, 69, N 6.
Taylor H. P., Epstein S. Relationship between O^{18}/O^{16} ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. Part I. Principles and experimental results. Part 2. Application to petrology problems.— Bull. Geol. Soc. America, 1962, **73**, N 4, 6.
Taylor H. P., Forester R. N. Low-O^{18} igneous rocks from the intrusive complexes of Skye Mull and Ardnamurchan, Western Scotland.— J. Petrol., 1971, **12**, N 3.
Tenillaux R., Salvader P., Vandermarsche C., Fripiat J. J. Study of water layers adsorbed on Na- and Ca-montmorillonite by the pulsed nuclear magnetic resonance technique.—Israel J. Chem., 1968, **6**, N 3, p. 337—342.
Thompson A. B. Analcime: free energy from hydrothermal data. Implications for phase equilibria and thermodynamic quantities for phases in $NaAiO_2 = SiO_2—H_2O$.—Amer. Mineralogist, 1973, **58**, N 3—4, p. 277—286.
Van-Hise C. R. A treatise on metamorphism.—Geol. Surv. U. S. Monogr., 1904, **47**, 941 p.
Väyrynen H. Uber die Mineralparagenesis der Kieserze in den Gebieten von Outucumpu und Polvijärvy.— Bull. Commiss géol. Finlande, 1935, 109.
Veizer J., Hoefs J. The nature of O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} secular trends in sedimentary carbonate rocks.— Geochim. et cosmochim. acta, 1976, **40**, N 11.
Viljoen M. J., Viljoen R. P. The geological and geochemical significance of the upper formation of the Onverwacht group.— Spec. Publ. Geol. Soc. S. Africa, 1969, N 2.
Vine J. D., Tourtelot E. B. Geochemistry of black shale deposits — a summary report.— Econ. Geol., 1970, **65**, N 3, p. 253—272.
Wegmann C. E. Geological investigation in Southern Greenland. Pt I. On the structural divisions of Southern Greenland.— Medd. Grönland, 1938, **113**, N 2, p. 285.
White W. S., Wright I. C. The White Pine copper deposit. Ontonagon Country, Michigan.— Econ. Geol. 1954, **49**, p. 675—716.
Wilkman W. W. Beskrifning till beigrats Karten Sektion D 3 joensum. Geol. Översiktskarta Ö. Finland, Geol. Kommiss. Helsinfors, 1916.
Wilson M. E. Early Precambrian rocks of the Timiskaming area Quebec and Ontario.—Bull. Geol. Soc. America, 1956, **67**, N 10.
Winkler H. G. F. Genesen von Graniten und Migmatiten auf Grund neuer Experimente.— Geol. Rundschau, 1962, **51**, H. 2, S. 347—364.
Wynne-Edwards H. R. Westport map-area, Ontario, with special emphasis on the Precambrian rocks.— Geol. Surv. Canada, 1967, mem. 346.
Yoder H. S. Jr. The $MgO—Al_2O_3—SiO_2—H_2O$ system and the related metamorphic facies.— Amer. J. Sci., 1952, Bowen volume pt II.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глава I. **Актуальные аспекты познания седиментогенно-метаморфогенного и биогенного процессов в докембрии** 7
Органическое вещество и этапы эволюции «живых систем» в геологической истории докембрия 9
Осадочно-метаморфические процессы и «газовое дыхание» земной коры 16

Глава II. **Метаморфизм осадочных толщ и освобождение воды при формировании земной коры** 23

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПЕРВИЧНО ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДОКЕМБРИЯ

Глава I. **Амфиболиты докембрия** 42
Принципы диагностики первичной природы амфиболитов 42
Генетические типы докембрийских амфиболитов 68

Глава II. **Карбонатные породы докембрия** 86
Основные направления в изучении карбонатных пород докембрия . . 86
Карбонатные отложения архея континентов 87
Закономерности размещения карбонатных отложений в докембрийских комплексах 95
Петрохимическая систематика осадочных карбонатных пород . . . 97
Диагностика первичной природы карбонатных образований 110

Глава III. **Углеродистые породы докембрия и фанерозоя** 118
Типы углеродистых формаций 119
Особенности формирования углеродистых формаций 121

Глава IV. **Коры выветривания докембрия** 158
Распространение докембрийских кор выветривания 161
О диагностических критериях метаморфизованной коры выветривания (на примере Карелии) 163
Основные итоги изучения докембрийских кор выветривания . . . 180

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ

Глава I. **Актуальные вопросы генетической петрохимии кристаллических комплексов докембрия** 182
Основы генетической интерпретации химизма изверженных и осадочных пород 182
Интерпретация химизма осадочных пород 186
Сохранность химического состава горных пород при метаморфизме . . 198

Глава II. **Стабильные изотопы в осадочно-метаморфической геологии докембрия** 201
Проблема установления первичной природы глубокометаморфизованных пород докембрия 201
Изотопный аспект проблемы биогенного органического вещества в осадочно-метаморфических комплексах докембрия 229

Глава III. **Теоретические и экспериментальные исследования некоторых проблем метаморфизма** 232
Механизм минеральных превращений в условиях прогрессивного метаморфизма 232
Экспериментальное моделирование метаморфизма сидеритсодержащих пород 236
Теоретический анализ и предварительные экспериментальные данные о равновесных взаимоотношениях минеральных фаз в системе $CaO—FeO—SiO_2—H_2O—O_2$ в параметрах амфиболитовой фации 238
Экспериментальное изучение процессов минералообразования в условиях высоких температур и давлений в ряду: глинисто-карбонатная порода—амфиболит — эклогит 243

Глава IV. **Аэрометоды при изучении глубокометаморфизованных образований докембрия** 267

Заключение 279

Резюме 282

Литература 285

CONTENTS

Preface 5

PART FIRST

GENERAL PROBLEMS OF THE PRECAMBRIAN SEDIMENTARY GEOLOGY AND SOME ASPECTS OF EARTH CRUST DEVELOPMENT

Chapter I. **Topical aspects in study of sedimentary metamorphic and biogenic processes in the Precambrian** 7
Organic matter and evolution stages of «living systems» in geologic history of the Precambrian 9
Sedimentary-metamorphic processes and «gas emanation» of the earth crust 16

Chapter II. **Metamorphism of sedimentary sequences and water release in formation of the earth crust** 23

PART SECOND

MAIN TYPES OF THE PRECAMBRIAN PRIMARY — SEDIMENTARY ROCKS

Chapter I. **Precambrian amphibolites** 42
Principles of diagnostics of the amphibolite primary nature 42
Genetic types of the Precambrian amphibolites 68

Chapter II. **Precambrian carbonate rocks** 86
Basic trends in study of the Precambrian carbonate rocks 86
Archean carbonate rocks of the continents 87
Regularities of distribution of carbonate rocks in Precambrian complexes 95
Petrochemical systematization of sedimentary carbonate rocks 97
Diagnostics of the primary nature of carbonate rocks 110

Chapter III. **Precambrian and Phanerozoic carbonaceous rocks** . . . 118
Types of carbonaceous formations 119
Pecularities of formation of carbonaceous rocks 121

Chapter IV. **Precambrian crusts of weathering** 158
Distribution of the Precambrian crusts of weathering 161
On diagnostic criteria of metamorphozed crust of weathering (Karelia, as an example) 163
Main results in the study of Precambrian crusts of weathering 180

PART THIRD

METHODICAL APPROACH IN THE STUDY OF THE PRECAMBRIAN SEDIMENTARY-METAMORPHIC COMPLEXES

Chapter I. **Actual problems of genetic petrochemistry of the Precambrian crystalline complexes** 182
Fundamentals of genetic interpretation of chemistry of igneous and sedimentary rocks 182
Interpretation of chemism of sedimentary rocks 186
Conservation of chemical composition of rocks under metamorphism . . 198

Chapter II. **Stable isotopes in sedimentary-metamorphic geology of the Precambrian** 201
Problem of determination of the primary nature of Precambrian highly metamorphozed rocks 201
Isotopic aspect of the problem of biogenic organic matter in sedimentary-metamorphic complexes of the Precambrian 229

Chapter III. **Theoretical and experimental studies of some problems of metamorphism** 232
Mechanism of mineral transformation under the conditions of progressive metamorphism 232
Experimental modelling of metamorphism of siderite-bearing rocks . . 236
Theoretical analysis and preliminary experimental data in equilibrium ratios of mineral phases in the $CaO—FeO—SiO_2—H_2O—O_2$ system in the parameters of the amphibolite facies 238
Experimental study of mineral formation processes under the conditions of high temperatures and pressures for clayey-carbonate rock — amphibolite — eclogite 243

Chapter IV. **Airborne methods for studying highly metamorphozed rocks of the Precambrian** 267

Conclusion 279

Abstract 282

Reference 285

ДОКЕМБРИЙ
И ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ

Утверждено к печати
Секцией наук о Земле АН СССР

Редактор **В. С. Федоровский**
Редактор издательства **И. М. Ерофеева**
Художник **А. Г. Кобрин**
Художественный редактор **И. К. Капралова**
Технический редактор **С. Г. Тихомирова**
Корректор **Н. М. Вселюбская**

ИБ № 7569

Сдано в набор 13.06.78.
Подписано к печати 25.10.78.
Т-15061. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага типографская № 2
Гарнитура литературная
Печать высокая
Усл. печ. л. 19,5. Уч.-изд. л. 21,7
Тираж 1000 экз. Тип. зак. 4193.
Цена 3 р. 50 к.

Издательство «Наука»,
117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а.

2-я типография издательства «Наука»,
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10