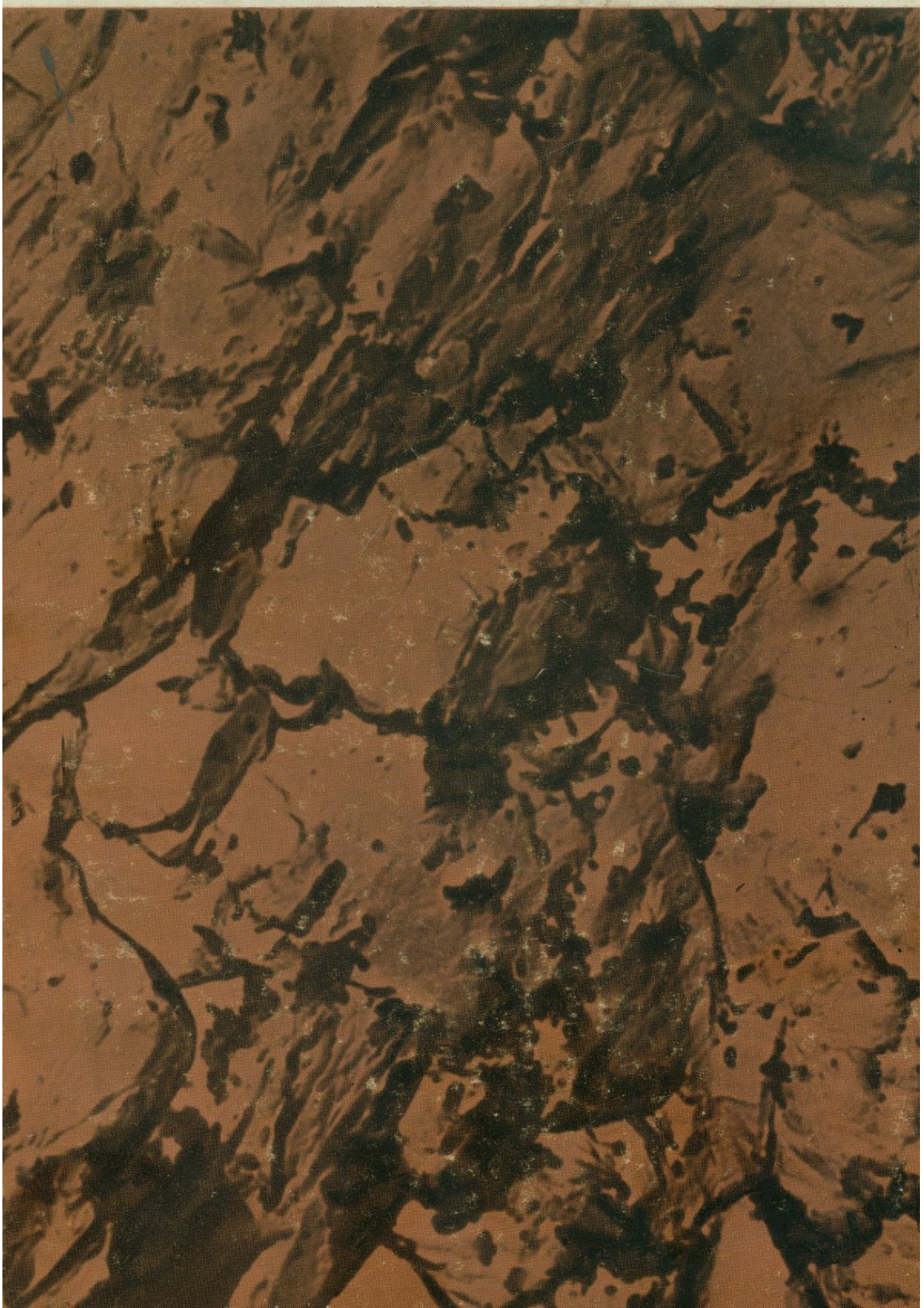
ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

1477

ВЫПУСК 4

В двух книгах

Книга 2

ПОД РЕДАКЦИЕЙ
академика *А. В. СИДОРЕНКО*

Рукопись внесли в комп.

МОСКВА «НЕДРА» 1975

Библиотека Института геологических наук АН Арм. ССР

УДК 552.5+552.143:551.73(063)

Проблемы осадочной геологии докембрия. Под ред. акад. А. В. Сидоренко. Вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975. 344 с. (Академия Наук СССР, Министерство Геологии СССР).

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

В книге II освещаются вопросы сохранности состава пород при метаморфизме, геохимические методы определения условий осадконакопления и выявления первичной природы метаморфических пород, а также изотопные методы исследований и моделирование процессов метаморфизма осадочных пород. Рассматриваются вопросы изучения органического вещества в докембрии, изотопные особенности углерода и геохимические особенности органического вещества. Приводится характеристика докембрийского рудогенеза, освещаются источники рудного вещества при седиментации, условия мобилизации рудного вещества при метаморфизме.

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

Табл. 72, ил. 106, список лит.— 718 назв.

Редакционная коллегия:

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

П 20801—498
043(01)—75

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

Часть III

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

ЗНАЧЕНИЕ РАСШИФРОВКИ ПРОЦЕССОВ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА ДЛЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОКЕМБРИЯ

Основным положением в созданном П. Эскола в начале века учении о фациях метаморфизма является следующее: «В любой фации метаморфизма, породы которой находятся в химическом равновесии и достигли одинаковых условий температуры и давления, минеральный состав каждой из этих пород определяется только общим химическим составом» (Eskola, 1914). Это справедливое положение в последующие полстолетия развивалось в основном в направлении изучения зависимости возникающих при метаморфизме минеральных ассоциаций от изменяющихся давления и температуры. При этом химический состав исходных пород учитывался в минимальной и самой общей форме, а минеральный состав не рассматривался, не учитывался и не анализировался вообще. В определенной мере вопросы влияния минерального состава исходных пород на возникающие ассоциации метаморфических минералов выпали из поля зрения петрологов потому, что это не имеет принципиального значения в случае метаморфизма исходных изверженных пород. То же самое можно сказать и о значении текстуры пород при метаморфизме.

Долгое время в петрологии господствовало мнение о том, что метаморфические образования докембрия возникли при метаморфизме магматических пород. Последние изначально сложены высокотемпературными минералами и имеют сравнительно высокую степень однородности вещества как по химическому и минеральному составу, так и по своим структурным и текстурным особенностям.

Исследования последних полутора десятилетий показали, что среди докембрийских комплексов щитов и складчатых областей широко развиты первично осадочные хорошо стратифицированные породы, при литологическом изучении которых были выявлены все известные в фанерозое типы осадочных пород: терригенные, глинистые, хемогенные, в том числе соленосные, а также породы, обогащенные органическим веществом.

Резкие различия в характере и особенностях эндогенных и экзогенных процессов, формирующих соответственно магматические и осадочные серии пород, отражаются столь же ярко в их строении, обусловливая однородность состава и структурно-текстурных особенностей магматических комплексов и резкую разнородность строения и состава осадочных толщ, проявляющуюся как в разрезе (стратификация, слоистость), так и по площади их распространения (фациальная изменчивость). В результате экзогенных процессов формируются породы, состоящие из минералов и их ассоциаций, устойчивых лишь в поверхност-

ных условиях. Изменчивость экзогенных процессов обусловливает быструю смену минерального состава осадочной породы во времени, что создает разных масштабов слоистость в породах и толщах. Возникающая текстурная неоднородность — важнейший генетический признак осадочных пород.

Совершенно естественно, что при метаморфизме ход преобразования магматических и осадочных пород будет различным. Устойчивые высокотемпературные минеральные ассоциации однородной магматической породы и низкотемпературные насыщенные микропримесями и летучими компонентами ассоциации любой, почти всегда неоднородной, осадочной породы в одинаковых условиях метаморфизма будут преобразовываться совсем по разному. При этом неустойчивость слагающих осадочные породы минералов и текстурная неоднородность вещества играют одну из ведущих ролей, а многообразие возникающих метаморфических минеральных ассоциаций и пород обусловливается разнообразием исходного вещественного состава осадочных толщ и пород.

Очевидно, что существующая теория метаморфизма не универсальна и вследствие этого не отражает характера и направленности метаморфических преобразований осадочных пород в той мере, в какой это относится к магматическим породам. Назрела необходимость разработки основ теории метаморфизма применительно к разным типам осадочных и вулканогенно-осадочных пород, разработки соответствующей классификации метаморфических пород на основе особенностей вещественного состава и строения исходных осадочных или иных эквивалентов. Однако, чтобы решать эти вопросы, необходимо еще разобраться в типах метаморфических процессов, которые имеют место в земной коре, и их характерных признаках. По сложившейся традиции термин «метаморфизм» употребляется и должен употребляться как термин свободного пользования, обозначающий лишь факт любого преобразования породы (преобразования минерального и химического состава ее, текстурных и структурных особенностей вообще). Но если мы имеем в виду качество и количество такого преобразования, мы должны назвать конкретный тип метаморфического процесса.

Недостаточная разработанность общей теории метаморфизма явно тормозит изучение геологии докембрия и приводит к усложнению объяснения природных явлений и процессов, связанных с метаморфическими преобразованиями неоднородных осадочных пород. Отсюда родилось неверное представление о широких региональных масштабах диафтореза, метасоматоза, о многократности этапов прогрессивного метаморфизма, хотя для этого часто нет достаточных геологических и даже петрографических обоснований. Новый фактический материал по литологии докембрийских метаморфических толщ, полученный многими коллективами геологов, указывает на необходимость доработки всех указанных вопросов на современном уровне знаний.

Принцип построения классификации метаморфических процессов (типов метаморфизма) не может основываться на каком-либо одном признаке. При такой классификации необходимо брать за основу группу главных признаков. Такими признаками являются локальность или региональность процесса, степень его изохимичности, наличие или отсутствие следов плавления вещества. В предшествующих классификациях брались за основу либо неоднозначные признаки и потому несравнимые (в одном случае — региональность процесса, в другом высокие давления, в третьем — наличие метасоматоза), либо признаки, присущие всем типам метаморфических процессов (такие как температура и давление), но не изменяющиеся однонаправленно и потому непригодные для классификационных целей. В связи с этим возникает настоятельная потребность в выделении разных типов метаморфизма и создании их классификации.

Весь процесс постседиментационного преобразования осадочного вещества имеет длинный путь от диагенеза осадка до ультраметаморфизма. Его можно разделить на несколько последовательных этапов, переходы между которыми совершаются путем постепенных качественных преобразований минерального состава породы: диагенез, эпигенез, глубинный эпигенез (метагенез), начальный метаморфизм (или метаморфизм нагрузки), региональный метаморфизм низких ступеней (зеленосланцевая фация), региональный метаморфизм высоких ступеней (амфиболитовая, гранулитовая, эклогитовая фации), ультраметаморфизм.

На этот процесс в целом изохимического преобразования накладываются различные локальные процессы: в зонах разломов — это дислокационно-гидротермальный метаморфизм, вблизи интрузий — контактовый, прогрессивный или регрессивный (диафторез), обычно с привносом и выносом вещества (метасоматоз и гранитизация).

Региональный метаморфизм, охватывающий большие площади и толщи пород, как и метаморфизм нагрузки, всегда процесс прогрессивный независимо от количества фаз (этапов), в целом изохимический, без привноса вещества, с выносом (выжиманием) на начальных этапах воды, углекислоты и некоторых других легколетучих из метаморфизующихся осадочных пород. Этот процесс не может быть регрессивным, поскольку средне- и высокотемпературные минеральные ассоциации устойчивы в условиях более низких температуры и давления без привноса воды. В качестве примера можно рассмотреть конгломераты рижгубской свиты нижнего протерозоя, в которых обломки нижележащих пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации, сохранили свои минеральные парагенезисы при метаморфизме конгломератов, происходившем в условиях фации зеленых сланцев. Факторы регионального метаморфизма — давление, в меньшей степени температура. Возникающие минеральные ассоциации и состав минеральных видов обусловливаются исходным вещественным составом метаморфизующихся осадочных пород.

Ультраметаморфизм, с которым связано частичное (мигматиты) или полное (анатектические граниты) плавление пород и возникновение гомогенных полнокристаллических пластовых или секущих интрузивных тел, в определенной мере также процесс изохимический (без привноса вещества извне, и, повидимому, без выноса), распространяющийся, как правило, в толщах пород близкого состава. Факторы ультраметаморфизма — давление и температура. Возникающие породы по составу полностью отвечают исходным, минеральные ассоциации соответствуют таковым магматических пород. Ультраметаморфические процессы в земной коре — это тот мостик, который соединяет экзогенные и эндогенные образования и объясняет происхождение и разнообразие состава магматических пород, а также связь эндогенных процессов в фанерозое с метаморфическими преобразованиями кристаллического фундамента.

Локальные типы метаморфизма ограничены в своем площадном распространении зонами разломов и приконтактовыми зонами интрузий, где наиболее ярко проявляется одностороннее давление и реализуется привнос и вынос вещества, в частности воды. Это контактовый и дислокационно-гидротермальный типы метаморфизма. Они могут быть как прогрессивными, так и регрессивными (диафторез), с привносом или выносом вещества (метасоматоз), реже изохимическими. Факторы локального метаморфизма — давление и температура, кроме того возможны привнос и вынос вещества. Возникающие минеральные ассоциации определяются исходным вещественным составом метаморфизующихся пород, а также составом и количеством привнесенного или вынесенного вещества.

Метасоматические процессы, носящие название гранитизации, не являются региональными и проявляются лишь в локальных типах метаморфизма. Не следует путать эти процессы с ультраметаморфическими, характерной чертой которых является в целом изохимичность, региональность и другие ведущие факторы, хотя результаты могут быть в чем-то и похожими (конвергенция). Геологические наблюдения показывают, что никакие метасоматические преобразования вещества не могут обусловить возникновение в значительных масштабах гранитной породы из основной, или наоборот. И связано это, прежде всего, с площадной ограниченностью метасоматических процессов.

Диафторез, так же как и метасоматоз, явление локальное, сопровождающее (и то не всегда) контактовый или дислокационно-гидротермальный метаморфизм. Вслед за Л. Н. Бельковой мы считаем, что главный агент диафтореза — вода. Без воды не может осуществляться замещение высокотемпературных минералов более низкотемпературными. И нельзя объяснять диафторезом несоответствие наших теоретических представлений о региональном метаморфизме с наблюдаемыми в природе фактами. Речь идет, в частности, о совместном нахождении в одном образце породы так называемых низкотемпературных и высокотемпературных минеральных ассоциаций амфиболитовой фации или амфиболитовой и гранулитовой фаций (Сидоренко, Лунева, 1972). В подобном случае природные факты требуют иного объяснения. И таким объяснением является слабо учитываемое или вовсе не учитываемое влияние вещественного состава исходной породы на возникающие минеральные ассоциации в условиях регионального изохимического метаморфизма. Различающиеся по составу слои и слойки обусловливают возникновение разных ассоциаций метаморфических минералов. Особенно ярко это проявляется при метаморфизме железисто-карбонатно-глинистых слоистых пород, когда и возникают ассоциации минералов, характерные, по нашим прежним представлениям, для разных фаций или субфаций метаморфизма. В свете подобных данных давно назрел вопрос о доработке классификации метаморфических фаций и субфаций с учетом неоднородности состава и текстуры по слоям, пластам, пачкам метаморфизующихся осадочных пород.

Следует отметить, что в процессах изохимического регионального метаморфизма неоднородных осадочных пород метаморфическая дифференциация вещества крайне ограничена и не уничтожает, несмотря на перекристаллизацию, первичного слоистого и тонкослоистого строения пород и толщ даже при самой высокой степени метаморфизма. Процессы метаморфической дифференциации и перекристаллизации не выходят за пределы самых тонких слоев и слойков исходной осадочной породы.

На основании детального изучения метаморфизма докембрийских образований можно получить достоверные критерии распознавания типов исходных осадочных и вулканогенно-осадочных пород и тем самым подойти к проведению фациального и формационного анализа метаморфических толщ докембрия, восстановлению палеогеографических обстановок далекого прошлого и воссозданию геологической истории регионов в ранние этапы развития земной коры.

ПРОБЛЕМА СОХРАННОСТИ ПЕРВИЧНОГО ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Проблема сохранности вещества при региональном метаморфизме в последние десять лет приобрела особо важное значение. Это объясняется тем, что именно в эти годы в геологии начали развиваться та-

кие направления как формационный анализ докембрийских метаморфических образований, геохронологические исследования минералов и пород в целом, метаморфогенное рудообразование. При решении целого ряда вопросов важно знать, с какой системой мы имеем дело — с открытой или закрытой.

При решении проблемы сохранности вещества при метаморфизме необходимо в первую очередь четко сформулировать следующие положения: а) для какого масштаба явлений систему можно считать открытой или закрытой; б) в каких термодинамических и геологических условиях возможно существование определяемой системы и в) в каких количествах выражаются ошибки, связанные с методикой геологического опробования или аналитических методов.

Многолетние исследования влияния метаморфизма на вещественный состав пород привели к возникновению двух точек зрения: об изохимическом и аллохимическом характере метаморфизма.

Сторонники первого направления полагают, что в меняющихся термодинамических условиях систему следует считать открытой лишь для летучих и воды. Изменения содержания петрогенных элементов не происходит или происходит столь незначительно, что современными методами часто не улавливается. При этом предполагается, что минеральные фазы, слагающие породы, являются открытыми системами. Перемещение вещества возможно, но лишь в пределах взаимодействия фаз.

Изменения химического состава пород, по мнению сторонников изохимического характера метаморфизма, не происходит вплоть до высокотемпературной амфиболитовой фации. Это было установлено на примере пелитовых пород Д. Шоу и др. (Shaw, 1954; Хильтова и др., 1969; Лобач-Жученко и др., 1972), псамито-пелитовых пород — Б. Масоном (Mason, 1962), а аркозовых кварцитов — Шварцем (Schwarcz, 1966). В то же время при переходе к гранулитовой фации многочисленными исследователями было установлено изменение в содержании как петрогенных, так и малых элементов (A. Engel; C. Engel, 1958 и др.). Эти исследования проведены для разных по химическому составу пород.

Сторонники второго направления, допуская значительные изменения в химическом составе пород, предполагают и перемещение вещества на значительные расстояния. Так, Д. А. Великославинский (1966) считает, что такая мощная по своему объему толща, как мамская, изменяет свой состав в целом, начиная от зеленосланцевой фации до амфиболитовой в следующих пределах: SiO_2 15—28%; Al_2O_3 13—28% и $FeO+MgO$ 72—42% (общее содержание этих окислов Д. А. Великославинским принято за 100%), что невозможно без значительного перемещения вещества на площади.

Исследователи, отстаивающие взгляд на аллохимический характер метаморфизма, полагают, что изменения в составе пород происходят начиная с фации зеленых сланцев, и чем выше степень метаморфизма, тем существеннее изменения в составе (Великославинский, 1966; Алешин и др., 1968; Маракушев, 1972).

Противоречия, имеющие место в определении характера влияния метаморфизма на изменения вещественного состава пород, обусловлены, вероятно, недостаточным учетом объема системы. Если не учитывать объем системы, то можно придти к противоречивым выводам относительно петрохимических изменений в процессе ультраметаморфизма некоторых районов. Например, исследования, проведенные в Северном Приладожье показали, что, если рассматривать химический состав формации в целом, то можно сделать вывод, что процесс выплавления гранитного материала с образованием послойных мигматитов идет в условиях, близких к изохимическим. При этом естественно, что сос-

тав как выплавленного гранита, так и рестита будет отличаться от состава слоя, в котором протекало выплавление. Масштабы внутренних перемещений вещества определяются интенсивностью процесса ультраметаморфизма. В начале этого процесса система будет закрытой на уровне слоя, при более интенсивном процессе она будет закрытой на уровне формации.

В табл. 1 приведены химические составы пород ладожской формации и различных зон метаморфизма, не затронутых процессами ультраметаморфизма и подвергшихся этим изменениям. Данные получены на основе составления средних проб по площадям и показывают тождественность химического состава пород в этих зонах. Отсюда следует, что в зонально-метаморфических породах ладожской формации процессы метаморфизма, включая ультраметаморфизм, проходили без привноса материала, в объеме формации в целом.

Таблица 1

Химический состав пород ладожской формации Северного Приладожья (вес. %)

Окислы и их отношения	Зоны регионального метаморфизма						Зона ультраметаморфизма
	выше изограды граната	между изоградами граната и силлиманита	между изоградами силлиманита и появлением мигматитов	среднее для ладожской формации	выступы фундамента	среднее по всем породам вне зоны ультраметаморфизма	
SiO_2	65,31	60,99	63,79	62,18	66,59	62,99	62,57
TiO_2	1,13	1,34	1,38	1,32	0,53	1,17	0,94
Al_2O_3	15,35	15,08	14,68	15,04	14,88	15,01	15,81
Fe_2O_3	1,05	0,91	0,85	0,92	1,05	0,94	0,67
FeO	5,15	6,16	6,06	5,99	4,01	5,63	5,44
MgO	2,27	3,77	3,01	3,39	1,61	3,06	2,74
CaO	1,35	3,12	2,77	2,79	3,21	2,87	3,79
Na_2O	2,54	2,15	2,32	2,24	4,02	2,57	3,06
K_2O	2,66	2,58	2,65	2,61	3,22	2,72	2,75
H_2O^-	0,09	0,04	0,06	0,05	0,04	0,05	0,13
K/Na	69,5	81,2	76,0	77,8	52,3	69,9	60,2
$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	0,235	0,247	0,231	0,242	0,223	0,238	0,253
$\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$	6,04	7,01	6,33	6,71	3,70	5,84	5,17
Плотность	—	—	—	2,77	2,70	2,76	2,72
Число точек (проб)	34	152	49	235	53	288	193

Вторая причина, приводящая к противоречиям в оценке влияния метаморфизма на состав пород — это многообразие проявлений геологических процессов. Авторами изучалось влияние метаморфизма на петрохимию и геохимию пород в условиях прогрессивного метаморфизма (низких и высоких давлений) и в областях широкого проявления полиметаморфических процессов. Сохранность химического состава пород при прогрессивном региональном метаморфизме исследовалась в монометаморфических зональных комплексах Северо-Байкальского и Патомского нагорий (умеренные давления), а также Приладожья (низкие давления).

В Приладожье было изучено влияние метаморфизма на химический состав формации в целом и, кроме того, пелитов, слагающих основную массу пород формации. Сравнивались данные химических анализов средних проб, полученных по площади с учетом объема каждой

разновидности пород в разрезе. Изменения содержания основных породообразующих окислов здесь не наблюдалось.

В тех же пробах были проанализированы Rb и Sr (количественный анализ) (табл. 2, 3). Содержание Rb во всех зонах, включая и зону ультраметаморфизма, постоянное, в то время, как содержание Sr в зоне ультраметаморфизма увеличивается, также как и Ca. По частным пробам (полуколичественный спектральный анализ, выполненный в одной лаборатории одним и тем же аналитиком) изменения в содержании установлены для Ga, Ba, Sr, Yb.

Таблица 2

Содержание K, Rb, Ca, Sr в средних пробах гнейсов и сланцев разных зон метаморфизма ладожской формации Северного Приладожья

№ пробы	Зона метаморфизма	K, вес. %	Rb, г/т	K/Rb	Ca, вес. %	Sr, г/т	Ca/Sr	Rb/Sr	Число частных проб
X V-1	До изограды граната	2,24	136	165	0,82	166	49	0,819	29
XVI-1	Между изоградами граната и силлиманита	2,49	137	182	1,18	159	74	0,862	95
XVI I-1	Между изоградой силлиманита и границей ультраметаморфизма	2,76	149	185	0,79	149	53	1,000	19

Таблица 3

Содержание K, Rb, Ca, Sr в средних пробах пород зоны ультраметаморфизма ладожской формации Северного Приладожья

№ пробы	Порода	K, вес. %	Rb, г/т	K/Rb	Ca, вес. %	Sr, г/т	Ca/Sr	Rb/Sr	Число частных проб
XVIII-4	Сланцы, гнейсы	2,07	113	184	2,31	325	71	0,348	52
XVIII-1	Граниты	3,32	109	305	2,30	331	69	0,329	32
XVIII-2	Гранодиориты и диориты	1,87	78	240	3,32	574	58	0,136	33
XVIII-3	Мигматиты	2,39	112	213	1,74	295	59	0,380	59
XVIII-5	Амфиболиты	1,43	67	215	6,00	393	153	0,170	14

В Северо-Байкальском нагорье изучались только пелиты, входящие в состав ритмично-слоистой толщи и составляющие в ней верхние элементы ритма. Их изучение было произведено в разных зонах метаморфизма на основании данных средних проб. Средние пробы были получены из групп образцов, отобранных на площади развития пелитов. Химические анализы этих проб приведены в табл. 4. Закономерное изменение химических составов пелитов Северо-Байкальского нагорья от зоны к зоне не наблюдается.

Кроме этого, по результатам химических анализов частных проб были составлены карты тренд-поверхностей распределения породообразующих окислов на площади зонального метаморфизма. По этим данным намечается слабая тенденция в изменении TiO_2 и K_2O. В количественном отношении увеличение TiO_2 находится на грани ошибки опыта. Содержание K_2O увеличивается также незначительно. Вопрос о связи увеличения содержания этого окисла с влиянием метаморфизма или с его первичным распределением пока не может быть решен.

Как на основе анализов средних проб, так и карт тренд-поверхностей для пелитов Северо-Байкальского нагорья можно сделать вывод, что метаморфизм в этом районе, так же как и в Приладожье, протекал в условиях, близких к изохимическим.

Для этого же района в средних пробах изучалось распределение содержаний Rb, Sr (табл. 5) и элементов группы железа (количественный спектральный анализ) Pb, Sn, Ga, Ni, Cu, Zr, Ba, Sr, Co, Cr (полуколичественный метод). Тенденцию к изменению имеют Pb, Ni, Sr, Co, V, Cr *.

Таблица 4

Химический состав пелитов Северо-Байкальского нагорья в разных зонах метаморфизма

Окислы	Содержание окислов, вес. %		
	фация зеленых сланцев	Эпидот-амфиболитовая фация	Амфиболитовая фация
SiO_2	59,42	62,38	61,65
TiO_2	0,91	0,85	1,27
Al_2O_3	16,42	16,71	15,63
Fe_2O_3	2,74	3,13	1,34
FeO	5,11	3,98	6,67
MnO	0,13	0,11	0,13
MgO	2,81	2,16	3,02
CaO	1,95	1,64	2,62
Na_2O	1,62	1,24	1,52
K_2O	2,45	2,84	2,72
H_2O	0,15	0,20	0,08
П.п.п.	7,28	5,15	3,19
Сумма	100,99	100,39	99,84
Данные пересчета без п. п. п.			
SiO_2	62,50	65,78	63,58
TiO_2	0,97	0,89	1,33
Al_2O_3	17,58	17,62	16,26
Fe_2O_3	2,94	3,31	1,40
FeO	5,54	4,21	6,94
MnO	0,15	0,12	0,14
MgO	3,17	2,27	3,15
CaO	2,10	1,74	2,73
Na_2O	2,25	1,30	1,57
K_2O	2,64	3,02	2,82
Количество проб	66	22	44

Таблица 5

Содержание K, Rb, Sr, Ca в средних пробах филлитов разных зон метаморфизма бодайбинской серии Северо-Байкальского нагорья

№ пробы	Зона метаморфизма	K, вес. %	Rb, г/т	K/Rb	Ca, вес. %	Sr, г/т	Ca/Sr	Pb/Sr	Число частных проб
II	Фация зеленых сланцев (до изограды биотита)	2,06	118	175	0,68	89	76	1,326	22
III	Подзона биотита (до изограды граната)	1,97	104	189	2,12	150	141	0,693	21
V	Амфиболитовая фация. Зона узловатых сланцев	2,24	110	204	1,42	118	120	0,932	21
VI	Амфиболитовая фация вблизи границы с зоной ультраметаморфизма	2,27	110	206	2,33	130	179	0,846	21

* Равные количества некоторых элементов (таких как Rb) в разных зонах метаморфизма, возможно, связаны с их значительной подвижностью и выравниванием состава при седиментации или при метаморфизме, что требует дальнейшего изучения.

В Патомском нагорье влияние метаморфизма на химический состав пород изучалось в трех районах развития зонально-метаморфических комплексов. Исследовались породы различного химического и литологического составов: терригенные (пелиты и алевриты), карбонатные, метаморфизованные коры выветривания и метадиабазы. Здесь, как и в вышеописанных районах, анализ проводился по данным средних проб, но отобранных не по площади, а по отдельным пересечениям свит или горизонтов от кровли для каждой зоны метаморфизма.

В метадиабазах и карбонатных породах статистически значимых различий средних по зонам содержаний петрогенных элементов не установлено (табл. 6). В песчано-глинистых породах происходит закономерное значимое увеличение содержаний ΣFe_2O_3 и Mg с возрастанием степени метаморфизма. По сравнению с породами серицит-хлоритовой субфации увеличение содержания этих элементов составляет всего лишь 15—18%.

Таблица 6

Химический состав метаморфизованных пород Патомского нагорья в разных зонах (вес. %)

Порода	Зоны метаморфизма*	Содержание окислов, вес. %										Число проб
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	
Метадиабазы медвежевской свиты	I	48,20	1,21	13,70	12,18	0,26	8,01	10,29	3,50	0,15		10
	IIб	50,12	1,00	13,44	11,75	0,25	6,86	10,14	3,41	0,13		8
	II	49,07	0,72	12,40	11,61	0,26	7,55	10,61	2,46	0,18		7
	III	50,00	0,88	13,55	11,75	0,25	7,33	10,12	2,79	0,21		11
Мергели	I	48,5	0,58	12,15	5,60	0,08	4,37	10,95	1,00	2,30	13,62	8
	II	52,5	0,60	11,35	5,91	0,10	4,37	10,06	1,20	2,18	11,03	7
	III	49,6	0,68	12,97	6,39	0,09	4,93	12,33	1,05	2,84	8,96	10
	IV	48,1	0,62	12,38	6,42	0,11	4,85	13,62	1,03	2,91	9,89	5
Известняки жуинской свиты	I	9,75	0,21	1,84	1,78	0,12	1,86	46,19	0,50	0,29	37,3	4
	II	13,00	0,16	2,08	1,53	0,12	1,68	44,41	0,46	0,25	36,4	4
	III	9,95	0,15	2,16	1,48	0,10	1,85	44,79	0,48	0,34	38,5	7
	IV	10,20	0,20	2,56	1,57	0,09	1,69	46,75	0,37	0,38	36,0	4
Песчаники баллаганахской свиты	IIIа	77,46	0,63	8,27	5,61	0,06	1,73	0,59	1,35	1,85		6
	II	75,41	0,58	8,05	4,85	0,05	1,54	3,55	1,57	1,04		5
	I	74,78	0,55	7,46	3,93	0,06	1,39	1,38	1,53	1,10		6
	IIб	75,34	0,61	8,08	4,15	0,06	1,47	2,84	1,98	1,39		7
	II	75,35	0,51	9,87	3,96	0,06	1,85	1,77	2,70	1,27		2

* I — серицит-хлоритовая и порфиробластического хлорита; IIб — биотит-хлоритовая; II — эпидот-амфиболитовая; IIIа — олигоклазовая; III — ставролит-альмандиновая; IV — дистен-альмандиновая.

Среди редких элементов (по данным количественного спектрального анализа) аналогично Fe и Mg в песчано-глинистых породах ведут себя Ni и Co, но увеличение их содержаний более существенно (35—48%) и, особенно, Cu (в 2 раза). Золото выносится из пород амфиболитовой фации и фиксируется в эпидот-амфиболитовой или зеленосланцевой фации. В метадиабазах и карбонатных породах все редкие элементы инертны.

Материалы по поведению малых элементов в условиях метаморфизма всех изученных нами районов дают основание высказать следующие предположения: малые элементы при метаморфизме ведут себя

дифференцированно; количественное изменение содержаний некоторых элементов происходит в узких термодинамических условиях. Именно поэтому, возможно, что тенденции в их поведении непостоянны, т. е. устанавливается значимость различий между одними зонами и отсутствие таких различий между другими.

Характер влияния высокотемпературного регионального диафтореза на состав пород изучен на примере кольской серии Балтийского щита и шарыжалгайской серии Прибайкалья и Патомского нагорья. В первых двух районах по гранулитовой фации развиваются диафториты амфиболитовой фации с широко проявленными процессами гранитизации. Для их изучения применена методика средних проб, причем для кольской серии опробование пород проводилось на площади, а для шарыжалгайской серии Прибайкалья детально опробовались разрезы.

Сравнение составов средних проб, отобранных на площадях, затронутых и не затронутых диафторезом, показало увеличение содержаний кремния, калия и рубидия и уменьшение фемических элементов. Эти изменения происходят как за счет расширения областей, затронутых гранитизацией, так и за счет изменения состава диафторированных метаморфических пород. Влияние диафтореза на поведение малых элементов было изучено только для Rb и Sr. При этом процессе происходит увеличение их содержания (табл. 7, 8).

Итак, анализ данных о влиянии метаморфизма на химический состав пород свидетельствует, что в подавляющем большинстве случаев

Таблица 7

Содержание K, Rb и Sr в средних пробах пород гранулитовой и амфиболитовой фаций кольской серии

№ пробы	Порода	K, вес. %	Rb, г/т	K/Rb	Sr, г/т	Rb/Sr	Число частных проб
	Породы гранулитовой фации диафторированные						
IIД	Биотит-диопсидовый сланец	0,69	68	102	482	0,141	5
IIE	Амфиболит	0,42	—	—	114	—	10
X	„	0,56	35	102	298	0,141	
IIБ	Биотит-кордиеритовый гнейс	1,43	78	183	242	0,322	6
IIB	Гранат-биотитовый гнейс	1,73	72	241	236	0,305	10
IIГ	Биотит-гранат-кордиеритовый гнейс	1,99	101	197	268	0,377	10
X	То же	1,72	84	207	249	0,335	
IIA	Биотитовый гнейс	2,30	84	273	333	0,252	5
Комплекс пород в целом		1,1	66	—	263	—	
	Породы амфиболитовой фации, образованные по породам гранулитовой фации						
VIГ	Амфиболит	1,64	65	252	337	0,193	2
VIA	Биотитовый гнейс	2,30	94	245	541	0,174	12
VIБ	То же	3,39	139	244	385	0,361	14
X	„ „	2,85	117	245	463	0,268	
VIK	Биотит-гранатовый гнейс	2,69	123	219	234	0,526	7
VIЛ	То же	2,13	82	260	228	0,360	15
X	„ „	2,41	103	240	231	0,443	
Комплекс пород в целом		3,39	99	—	438	—	

Таблица 8

Средние содержания K, Rb, Ca и Sr в породах гранулитовой и амфиболитовой фаций юго-западного Прибайкалья

Порода	Фация	K			Rb			K/Rb		Ca			Sr			Ca/Sr		Rb/Sr	
		$\bar{x}$, вес. %	n	S^2	$\bar{x}$ г/т	n	S^2	Среднее отношение	S^2	$\bar{x}$, вес. %	n	S^2	$\bar{x}$ г/т	n	S^2	Среднее отношение	S^2	Среднее отношение	S^2
Породы основного состава	Гранулитовая	0,43	9	0,07	—	—	—	—	—	7,71	9	1,30	172	13	2 787	508	82 074	<0,033	—
	Амфиболитовая	0,60	2	—	—	—	—	—	—	6,42	2	—	118	2	—	563	—	<0,055	—
Гнейсы	Гранулитовая	1,59	11	0,52	46	17	1132	483	27 418	2,26	11	0,43	322	17	11 371	81	928	0,175	0,02
	Амфиболитовая	2,84	5	0,18	134	5	967	217	1 731	1,71	5	0,25	232	5	4 517	72	96	0,628	0,09
Гранитоиды	Гранулитовая	2,05	8	0,78	49	9	1049	553	160 443	3,17	8	0,74	468	9	36 471	76	141	0,166	0,02
	Амфиболитовая	3,32	7	3,96	125	7	4821	270	12 053	1,67	7	0,75	222	7	16 684	91	3774	0,750	0,342
Комплекс пород в целом	Гранулитовая	1,22	—	—	40	—	—	—	—	4,61	—	—	292	—	—	158	—	0,137	—
	Амфиболитовая	2,63	—	—	104	—	—	—	—	2,63	—	—	206	—	—	128	—	0,505	—

Примечание. Фигурной скобкой соединены значимо различающиеся величины.

прогрессивный региональный метаморфизм протекает в условиях, близких к изохимическим. В исключительных случаях возможны весьма незначительные изменения состава пород, связанные с особым первичным количеством летучих. Регрессивный высокотемпературный диафторез в изученных нами районах протекает с привносом вещества.

О СТЕПЕНИ СОХРАННОСТИ ПЕРВИЧНОГО ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД ПРИ РАЗВИТИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Процесс метаморфизма — это, в первую очередь, процесс потери исходными отложениями летучих компонентов. Отсюда следует, что состав флюидов будет изменяться в зависимости от индивидуальных физико-химических особенностей отдельных пластов в данной толще пород. Для проверки этого предположения нами на специальной высокотемпературной хроматографической установке был произведен анализ газово-жидких включений в докембрийских породах Кокчетавской глыбы и Прибайкалья: в сферу изучения были вовлечены породы зеленосланцевой, амфиболитовой, гранулитовой фаций, а также эклогиты.

Более чем в 200 пробах определялись H_2, CO_2, CO, CH_4, C_2H_6 и H_2O, эти же образцы были проанализированы количественным методом на редкие элементы Ta, Nb, Sn, K, Na, Rb, Cs, Pb, Cu.

В составе газово-жидких включений по мере усиления метаморфизма происходит закономерное уменьшение H_2O, т. е. в гранулитовой фации эта величина на два порядка меньше, чем в амфиболитовой и зеленосланцевой (рис. 1). Столь же отчетливо отмечается увеличение во флюиде CH_4, H_2 и CO. Одновременно с ростом метаморфизма в породах существенно снижается количество CO_2, на смену которому приходит CO. Все это указывает на уменьшение химического потенциала кислорода, и при переходе от зеленосланцевой и амфиболитовой фаций к гранулитовой происходит смена окислительного режима флюидов на восстановительный.

С увеличением температуры в составе флюидов газово-жидких включений происходят качественные изменения состава, выражающиеся в уменьшении количества H_2O, CO_2 и росте CO, CH_4 и C_2H_6, иными словами, флюиды приобретают восстановительный характер. Например, 10 образцов кальцита, апатита, скаполита, диопсида и калиевого полевого шпата из докембрийских метаморфических пород Прибайкалья нагревались последовательно при 320—450°, а затем дубликаты этих проб при 600—700°; в обоих случаях определялись CO_2, CO, CH_4 и C_2H_6. Как следует из полученных данных (рис. 2), в первом случае газовая фаза почти на 100% представлена CO_2, а во втором в преобладающей массе CO, CH_4 и в меньшей мере C_2H_6, т. е. независимо от состава минерала-хозяина с ростом температуры происходит изменение состава флюида, которое заключается в том, что за счет CO_2 растет количество CO, CH_4 и C_2H_6 и, как показано выше (см. рис. 1), увеличивается H_2 и снижается H_2O.

Из полученных данных очевидно, что уже в амфиболитовой фации флюиды начинают приобретать восстановительный характер, а в гранулитовой и тем более в эклогитовой являются восстановительными с преобладанием CO и углеводородов. Отсюда следует, что при переходе от амфиболитовой к гранулитовой фации изменяется не только минеральный состав породы, но и самым существенным образом происходит смена флюидного режима с окислительного на восстановительный. Или как было указано ранее В. А. Нарсеевым и Ф. А. Летниковым (1969) имеет место смена гидроксил-кислородного режима на углеводородный, со всеми вытекающими отсюда последствиями, а именно: резкое снижение, до полного исчезновения, гидратсодержа-

щих минералов, увеличение закисных форм элементов переменной валентности, сужение фронта метасоматических процессов и палингенных явлений.

Из полученных данных следует, что уже на границе амфиболитовой и гранулитовой фаций, а тем более в гранулитовой, формируются существенно углеводородные флюиды, судьба которых может быть различной. Мигрируя по вектору градиентов и подвергаясь окислению в условиях

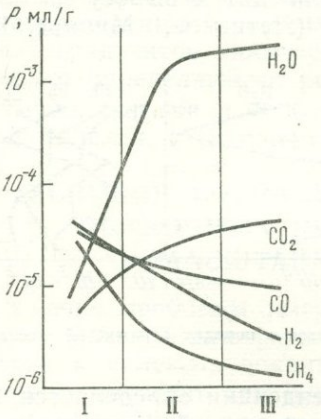


Рис. 1. Распределение газов и воды в газово-жидких включениях из пород метаморфических фаций:

I — гранулитовой; II — амфиболитовой; III — зеленых сланцев

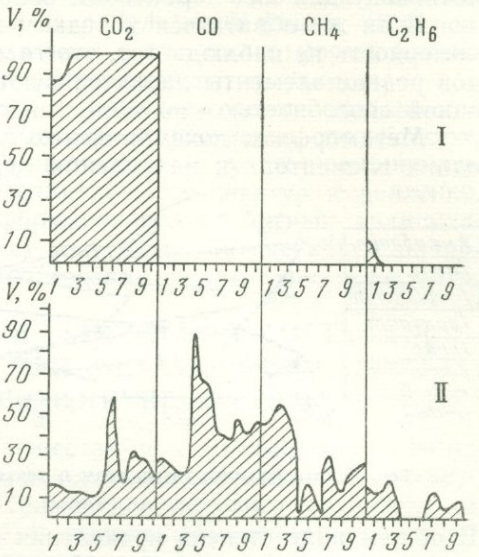


Рис. 2. Изменение состава газов во включениях в зависимости от температуры:

I — 320—450° С; II — 700° С.

На оси абсцисс показаны: 1 — скаполит, 2 — полевой шпат, 3 — диопсид, 4, 5, 6, 7, 8 — апатит, 9 — кальцит

амфиболитовой фации, углеводородные флюиды могут дать скопления или рассеянную вкрапленность графита, который часто фиксируется в этой фации. В этом случае приуроченность графита к определенной зоне повышенной проницаемости может косвенно указывать на глубину ее заложения и на углеводородный характер мигрирующих по ней флюидов. Если же восстановительный режим флюидопроводника сохранится до низкотемпературных условий, то углеводородные флюиды могут, вероятно, явиться основой формирования нефтяных и газовых скоплений. Как нами было показано ранее (Нарсеев, Летников, 1969), углеводородные растворы, по сравнению с другими, характеризуются во много раз меньшей транспортабельной способностью по отношению к рудным компонентам и в этом отношении роль растворов, сформировавшихся в амфиболитовой фации и обладавших окислительным режимом, является ведущей, т. е. при прочих равных условиях рудообразующая роль углеводородных флюидов, вероятно, сравнительно мала.

Анализ материала по метаморфическим толщам Прибайкалья и Кокчетавской глыбы указывает на большое буферирующее влияние пород на состав поровых растворов, заключенных в них, т. е. каждый пласт ведет себя как система с определенными окислительно-восстановительными свойствами при заданных P и T. Это же качество сохраняется и при миграции растворов через толщи метаморфизуемых пород. На рис. 3 изображены результаты определения в породах берлыкской свиты, выделенной О. М. Розеном (1971) на Кокчетавской глыбе, газов и редких элементов. Судя по полученным данным, состав флюидов в соседних пластах амфиболитов, гнейсов и сланцев существенно различен, но при этом весьма характерна тенденция к выравниванию

составов в пластах близкого вещественного состава в пределах одной толщи пород, относимой к определенной фации метаморфизма. Или, как следует из нашего примера, в двух пластах амфиболитов, разделенных гнейсами, содержания H_2O, CO, CH_4, одинаковы, а H_2 довольно близки. Для гнейсов эта зависимость выдерживается не так строго, поскольку для них характерны большие вариации составов.

Если же обратиться к редким элементам, то для них такая закономерность не наблюдается, это говорит о том, что в отличие от флюидов редкие элементы характеризуются во много раз меньшей миграционной способностью по мере усиления метаморфических процессов.

Метаморфизм докембрийских толщ приводит к выносу из породы одних элементов и накоплению других (Летников, Минцис, 1969).

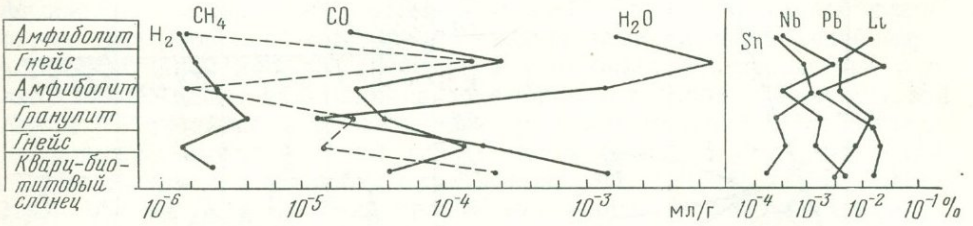


Рис. 3. Распределение газов, воды и редких элементов в породах берлыкской свиты

В общем виде степень проявления этой тенденции определяется P—T-условиями процесса, с одной стороны, и с другой — энергией связи данного элемента в минералах породы, определяемой величиной химического сродства (Δz), ибо чем больше значение Δz образования данного соединения, тем прочнее связь между катионом и анионом.

Кроме того, устойчивость любого соединения будет лимитироваться флюидным режимом породы, определяемым, в частности, парциальными давлениями CO, CO_2, H_2, H_2O и т. д. Анализ соответствующих экспериментальных данных в интервале 100—800° С, $P_{общ.}$ 1—8 кбар, P_{H_2O} 1—3 кбар (Гаррелс, 1962; Куликов, 1969; Маракушев, 1968; Перчук, 1970; Карпов, Киселев, Летников, 1971; Владимиров, 1970; Вольский, 1968 и др.), а также соответствующих термодинамических расчетов на этой основе позволяет наметить следующие этапы эволюции докембрийских осадков в ходе их метаморфизма.

1. В фации зеленых сланцев по мере перехода к эпидот-амфиболитовой (интервал 150—350° С) происходит вынос воды, хлора, брома, иода, частично селена и в меньшей мере теллура и серы. Переходит в подвижное состояние ртуть, мышьяк, частично сурьма, серебро и золото. Общая сорбционная емкость породы снижается. На этой стадии из разреза выпадают целые серии галогенных отложений.

2. В эпидот-амфиболитовой фации (350—500° С) продолжается вынос воды и всех вышеперечисленных элементов, к которым присоединяется рубидий, цезий, медь, висмут.

3. Амфиболитовая фация метаморфизма (500—750° С) характеризуется контрастностью в отношении разделения элементов на две группы; здесь процессы выноса проявляются довольно резко и уже ощутимо накопление редких земель, циркония, тантала, ниобия и вынос (кроме перечисленных) меди, кобальта и частично никеля. Алюмосиликатный и карбонатный каркас метаморфизуемых толщ остается практически неизменным.

4. Гранулитовой фации метаморфизма (700—800° С) свойственна тенденция к весьма глубокому преобразованию пород и именно здесь начинает претерпевать существенное преобразование алюмосиликатный каркас породы. Переход от каркасных и слоистых силикатов к ос-

тровным и цепочечным, при резком дефиците H_2O, приводит к отчетливому выносу кремнезема, калия, натрия, рубидия, цезия, и накоплению магния, кальция и проблематично алюминия. Из этой зоны имеет место вынос большей части халькофильных элементов, а также олова, свинца, цинка, марганца и молибдена.

Таким образом, наиболее резкое изменение первичного состава метаморфизуемых пород происходит в гранулитовой фации. Для реализации этого процесса большое значение будет иметь форма нахождения данного элемента в породе, а также количество флюида.

В этом плане особое значение приобретают зоны повышенной флюидопроводности, где стационарные потоки растворов способствуют перераспределению огромных масс петрогенных и рудных компонентов в полях градиентов химических потенциалов температур и давлений, что играет определяющую роль в формировании глубинных трансмагматических потоков и обусловленных ими метасоматических и палингенных явлений, с которыми нередко связаны рудные месторождения.

УСЛОВИЯ СОХРАНЕНИЯ И ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ И МАСШТАБЫ МИГРАЦИИ ВЕЩЕСТВА

Решение проблемы миграции вещества при метаморфизме имеет большое значение для формационных исследований осадочно-метаморфических комплексов докембрия. Применение литолого-геохимических методов их изучения дает возможность выявить закономерности выветривания и седиментации в древнейшие эпохи развития земной коры, установить эволюцию внешних условий, в которых происходили эти процессы, определить закономерности осадочной дифференциации вещества, металлогеническую специализацию осадочно-метаморфических комплексов.

Для оценки масштабов изменения первичного состава пород при метаморфизме используются следующие методы: 1) литологические исследования, направленные на выявление степени изменения первично осадочных текстур в метаморфических породах при биметасоматических реакциях; 2) корреляционный анализ, основанный на выявлении и изучении седиментационных корреляционных связей между элементами в метаморфических породах; 3) метод прямого сравнения составов метаморфических пород с их предполагаемыми осадочными аналогами; 4) сопоставление составов пород (средних составов или состава одного литологического горизонта) одной и той же пачки (слоя) из разных зон метаморфизма; 5) парагенетический анализ, позволяющий установить степень закрытости системы при метаморфизме. Следует отметить, что каждый из этих методов в отдельности может дать лишь частичное решение вопроса.

В однородных по составу толщах осадочных пород, текстурные элементы которых определяются малоактивными при метаморфизме компонентами, определить масштаб привноса или выноса каких-либо минеральных компонентов практически невозможно, вследствие близости химических потенциалов петрогенных элементов. Изменения первично осадочных текстур в метаморфических породах при биметасоматических реакциях могут быть зафиксированы только в толщах контрастного строения, сильно дифференцированных при седиментации.

Действительно, если флюид поступает в гетерогенную толщу, то, согласно принципу взаимного усиления оснований или кислот (Коржинский, 1957), при заданных внешними условиями концентрациях компонентов активность сильных кислот будет увеличиваться в кислой среде, что увеличивает разность химических потенциалов этих компонентов в контактирующих слоях. Это усиливает масштабы диффузии

1477

в направлении поперек слоистости и соответственно мощность зон биметасоматических изменений. Следовательно, в региональном масштабе степень трансформации первично осадочных текстур в результате биметасоматических реакций при прочих равных условиях определяется направлением движения фронта теплового потока по отношению к региональной тектонической структуре. В том случае, когда изограды метаморфизма под большим углом секут слоистость, а фильтрация флюида в направлении обратном температурному градиенту должна происходить по слоистости, создаются наиболее благоприятные условия для проявления межслоевых реакций.

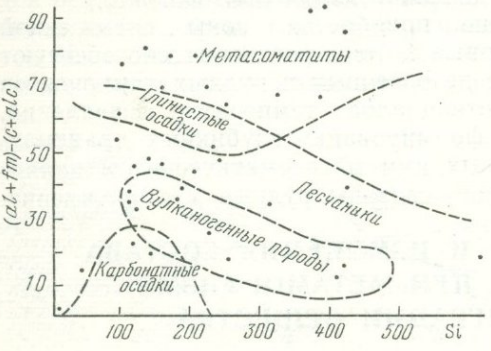


Рис. 4. Классификационная диаграмма составов метаморфических пород по А. Симонену (Simonen, 1953).

Точки отвечают составам пород тикшозерской серии (Северная Карелия). В верхней части диаграммы ограничено поле метасоматически измененных пород

Корреляционный анализ и прямое сравнение составов пород с их осадочными аналогами нередко дают хорошие результаты в определении первичной природы метаморфических пород и условий образования исходных осадков, если они сочетаются с литолого-палеогеографическими исследованиями. Ограниченность этих методов заключается в невозможности установить те изменения состава древних осадков, которые связаны с общей эволюцией процессов седиментации. При исследованиях сохранности корреляционных связей в разных зонах регионального метаморфизма было установлено, что от зеленосланцевой фации к амфиболитовой происходит изменение групп элементов как с положительными, так и с отрицательными корреляционными связями.

Метод прямого сравнения составов, кроме того, не позволяет установить наличие метаморфогенной миграции элементов, масштабы которой не выходят на диаграммах за пределы поля составов, характерного для данного литологического типа пород (поле песчаников, поле глин и т. д.) (рис. 4).

Сравнение составов пород одной и той же толщи из разных зон метаморфизма позволяет в ряде случаев решить вопрос об изохимическом характере метаморфизма в определенном районе. Однако, если рассмотреть, например, величины изменения концентраций некоторых элементов в донных осадках современных бассейнов, то можно видеть, что даже литологически близкие или однотипные осадки существенно различаются по содержанию малых, а иногда и породообразующих элементов. Например, такая неоднородность распределения элементов наблюдается в современных донных осадках Черного моря. Н. М. Страховым (1963) показано, что линии равных концентраций образуют четко очерченные зоны в основном широтного и субширотного простирания. Зональность содержания некоторых элементов (ванадия, никеля, железа, в меньшей степени — марганца) не совпадает с литологической зональностью донных осадков. При этом содержание марганца в разных участках дна изменяется в широтном направлении по простиранию бассейна от 0,25 до 0,05%, никеля от 0,02 до 0,004%, железа от 5 до 1%, хрома и ванадия от 0,012 до 0,004%.

При изучении осадочно-метаморфических комплексов обычно остается неясной природа изменения содержания определенных элементов в однотипных и одновозрастных породах, особенно в зонально-метаморфизованных комплексах. В этом отношении показательны дан-

ные поведения малых элементов в филлитах Северо-Байкальского нагорья (Хильтова, Савельев и др., 1972). Здесь содержание ряда малых элементов закономерно изменяется от зоны низкого к зоне высокого метаморфизма: ванадия в пределах 0,005—0,009%, хрома 0,003—0,007%, стронция 0,01—0,05%; содержание бария имеет два максимума в разных зонах метаморфизма; изменяется также хотя и незначительно содержание титана и калия. Зависимость содержания этих элементов в метапелитах от степени метаморфизма, как и первично осадочная природа такой неоднородности, в равной степени вероятны.

При анализе химического состава характерных литологических горизонтов зонально-метаморфизованных пород Патомского нагорья (Петров и др., 1970) наблюдается аналогичная ситуация: в некоторых однородных литологических пачках в разных зонах метаморфизма отмечаются закономерные изменения содержания Na_2O (от 1,6 до 0,49%), MgO, FeO и Fe_2O_3, а также Co, Ni и других элементов, однако и здесь в большинстве случаев невозможно с достаточной достоверностью связать наблюдаемые изменения состава с метаморфизмом или с седиментационными факторами. Поэтому не исключено, что в ряде случаев изменение количеств породообразующих и малых элементов, связанное с первичной химической неоднородностью осадков, трактуется как результат воздействия метаморфизма и, наоборот, неоднородность состава, возникшая в результате миграции элементов при метаморфизме, принимается за площадную неравномерность распределения элементов в исходном осадке.

Анализ минеральных парагенезисов метаморфических пород дает возможность установить характер системы, в которой происходят те или иные преобразования, и выделить из числа породообразующих элементов наборы инертных компонентов, химические потенциалы которых не являются факторами равновесия (не задаются во внешней среде), а зависят от исходного количества их в породе. Такие компоненты не испытывают существенной миграции во время метаморфической перекристаллизации, их перемещение осуществляется лишь в пределах слоя, а установившиеся до метаморфизма корреляционные связи между элементами сохраняются и после преобразований. Изучение, например, парагенезисов метапелитов в различных зонах регионального метаморфизма в районах Северного Приладожья и Байкальской горной области показывает, что метаморфизм (в данных случаях зональный) осуществляется в системах, закрытых по отношению ко всем породообразующим компонентам, включая щелочи. В связи с этим понятным становится вывод В. Я. Хильтовой, А. А. Савельева и И. К. Шулежко (1969) об изохимичности зонального метаморфизма мамской и ладожской серий, что было показано сопоставлением средних составов пород в разных температурных зонах.

Однако таким заключениям не следует придавать универсального значения. Необходимо также иметь в виду, что, например, рассмотренный зональный метаморфизм в Северном Приладожье и Северо-Байкальском нагорье, действительно протекавший изохимически в больших объемах пород, накладывался на ранее метаморфизованные в зеленосланцевой фации или диагенетически измененные толщи, причем о характере этих преобразований мы не имеем никаких объективных данных.

При парагенетическом анализе устанавливаются наборы вполне подвижных компонентов, химические потенциалы которых являются факторами равновесия и определяют содержание этих компонентов в породе (Коржинский, 1957). Изучение метасоматической зональности позволяет выявить ряды подвижности компонентов при конкретных преобразованиях (Коржинский, 1969) и объяснить многие особенности химического состава метаморфизованных пород.

Масштабы изменения первичного состава осадочных пород не связаны прямо с термическими условиями, а зависят от степени развития метасоматоза (во всех фациях), стимулирующегося интенсивной фильтрацией флюидов через толщи, и от развития процессов гранитизации или магматического замещения (в зонах амфиболитовой и гранулитовой фаций), хотя в высокотемпературных зонах, где происходит плавление гранитоидов, замещение, как правило, более интенсивное. Очевидно, что метасоматоз, связанный с метаморфизмом, наиболее интенсивно развивается в разрывных нарушениях вдоль сланцеватости, параллельной осевым плоскостям складок, или, иными словами, в зонах повышенной проницаемости для флюидов. Благоприятным является случай, когда зоны фильтрации пересекают границы разнородных сред, что обусловливает резкое изменение геохимического режима минералообразования и создает условия для отложения одних и выщелачивания других компонентов. Известно много примеров метасоматоза, сопровождающего региональный метаморфизм различных термодинамических условий. Здесь мы остановимся на рассмотрении лишь некоторых наиболее характерных примеров.

Явления кислотного выщелачивания, проявляющиеся закономерно на относительно поздних стадиях регионального метаморфизма, устанавливаются в комплексах разной глубинности и могут осуществляться в широких температурных интервалах. Они, например, проявлены в Беломорско-Лапландском поясе (кианит-силлиманитовый тип метаморфизма) и детально исследованы в районе Кукас-озера и Нот-озера в Северной Карелии (Московченко, 1971).

В обособленных телах метасоматитов можно наблюдать полную зональность. Последовательность зон, минеральный состав, наборы инертных компонентов и диаграммы состав — парагенезис для каждой из этих зон показаны на рис. 5. В более сложных случаях, когда фильтрация растворов осуществляется по системе параллельных трещин или плоскостей рассланцевания, тела метасоматитов могут сливаться и образовывать полосчатый комплекс, внутри которого происходит чередование разных по составу пород, каждая из которых соответствует одной из зон рассмотренной метасоматической колонки (Московченко, 1971) и обладает специфическим составом. Сравнивая эти составы с составами неметаморфизованных осадков на основе, например, диаграммы А. Симонена (Simonen, 1953), можно убедиться в том, что по крайней мере часть метасоматитов попадает в поле глин или песчаников (см. рис. 4), часть же этих пород не находит себе аналогов среди осадочных образований.

Особо следует обратить внимание на центральную (I) и краевую (V) зоны (см. рис. 5). Первая из них близка по составу к сланцам, образованным по сильно дифференцированным осадкам, возникающим при переотложении кор химического выветривания, и часто за них принимается. Краевая зона, в которой происходит отложение перемещенных инертных компонентов, представлена весьма экзотическими по составу многоминеральными породами повышенной магнезиальности, отличающимися высоким отношением алюминия к кальцию. В принципе возможно представить себе первичные осадки со сходным составом, но присутствие этих пород среди высокоглиноземистых образований должно настораживать исследователя, занимающегося палеолитологическими реконструкциями, и заставлять его провести анализ парагенезов с целью выявления метасоматической зональности.

Процессы кислотного выщелачивания и сопряженного с ними магнезиального метасоматоза могут проявляться в значительных масштабах. Так, в разобранном случае для территории Северной Карелии они охватывают площадь около 4 км^2. Причем это только один из многих участков в Беломорско-Лапландском поясе, для которого рассматрива-

емые явления весьма характерны. В Свекофенском поясе (андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма) сходные преобразования развиты не менее широко, а возникшие при этом метасоматиты отличаются от только что рассмотренных лишь характером минеральных парагенезисов, отвечающим иному ряду подвижности компонентов, что определяется различием термодинамического режима метаморфизма в сравни-

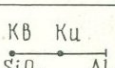
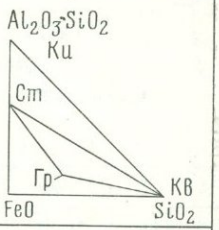
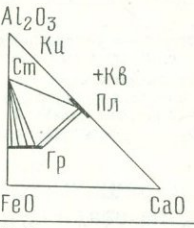
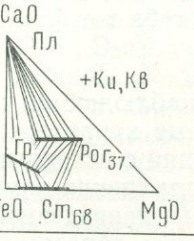
Зоны	*Инертные компоненты*	*Подвижные компоненты*	*Число фаз*	*Парагенезисы*
I	SiO_2	Al_2O_3; FeO; CaO; MgO; Na_2O; H_2O	1	Кв
II	SiO_2; Al_2O_3	FeO; CaO; MgO; Na_2O, H_2O	2	
III	SiO_2; Al_2O_3; FeO	CaO; MgO; Na_2O; H_2O	3	
IV	SiO_2; Al_2O_3; FeO; CaO	MgO; Na_2O; H_2O	4	
V	SiO_2; Al_2O_3; FeO; CaO; MgO	Na_2O; H_2O	5	

Рис. 5. Характеристика метасоматической зональности кислотного выщелачивания в условиях кианит-силлиманитового типа метаморфизма

Ку — кианит; Кв — кварц; Гр — гранат; Ст — ставролит; Пл — плагиоклаз; Рог — роговая обманка

ваемых поясах. Один из вариантов метасоматической колонки кислотного выщелачивания в Свекофенском метаморфическом поясе приведен в табл. 9 (от зоны I в центре к зоне V с краю).

В этом случае компоненты переходят в подвижное состояние в последовательности, несколько отличной от той, которая вытекает из рассмотрения рис. 5. Обратим внимание на появление в условиях малой подвижности MgO специфических парагенезисов кордиерита с гранатом и жедритом, неустойчивых при больших давлениях и замещающихся либо ассоциацией, соответствующей V зоне колонки на рис. 5, либо парагенезисом кианита, граната, жедрита и кварца, развитым, например, в метасоматитах района ст. Шуерецкой (побережье Белого моря).

В относительно низкотемпературных зонах и при высоких химических потенциалах калия возникают характерные кварц-мусковитовые сланцы (кварц-мусковитовая фация кислотного выщелачивания — Кориковский, 1967), которые часто развиваются в зонах рассланцевания гранитоидов. В том случае, когда эти зоны возникают на границе супракрустальных толщ и гранитов, они становятся сходными с метаморфизованными корами химического выветривания как по своей геологической позиции, так и по составу. Только при тщательном литологическом и петрологическом исследованиях можно отличить эти образования друг от друга (Разумова, 1972).

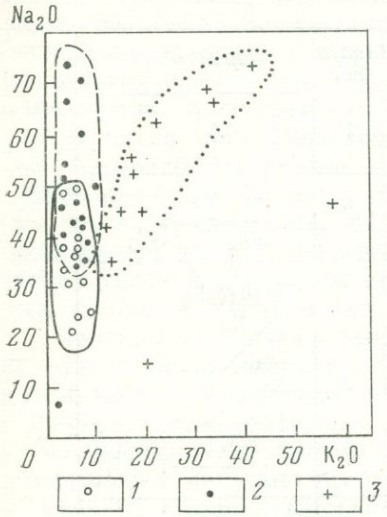


Рис. 6. Изменение содержания щелочей при метасоматозе

1 — гиперстен-плагиоклазовые сланцы; *2* — клинопироксен-гранатовые сланцы (иногда с плагиоклазом); *3* — гранитизированные основные сланцы

Л. А. Прияткиной в Лапландской зоне глубинных разломов, ширина которой в районе Сальных тундр (Кольский полуостров) достигает 10—15 км, изучалось формирование полосчатого комплекса пород, для которого характерно чередование клинопироксен-гранатовых (эклогитовых), клинопироксен-гранат-плагиоклазовых, двупироксен-гранат-плагиоклазовых и почти чисто плагиоклазовых «слоев». Каждый из этих слоев, как можно полагать, представляет собой одну из зон метасоматоза, протекающего в условиях повышенной активности натрия. Заключение об изменении состава пород при метаморфизме базируется на широком развитии реакционных соотношений между гиперстеном и натровым клинопироксеном на ранних стадиях, пироксенами и амфиболом, а затем биотитом на поздних стадиях и других сопутствующих реакций. Обращает внимание на себя тот факт, что при эклогитизации происходит увеличение отношения $Na_2O : K_2O$ (это согласуется с заключениями А. А. Маракушева и Ю. К. Полина, 1962). При дальнейшей гранитизации этого комплекса наблюдаются обратные тенденции в изменении этого отношения. Основные характеристики состава рассматриваемых метасоматитов в сравнении с исходными гиперстен-плагиоклазовыми сланцами и тенденции в изменении химизма пород при данном процессе отражены на диаграмме, приведенной на рис. 6.

Таким образом, в зонах повышенной проницаемости, по которым происходит фильтрация флюидов, можно наблюдать изменения состава метаморфизующихся пород и дифференциацию вещества путем диффузии компонентов в направлении, перпендикулярном потоку раство-

Таблица 9

Зоны	Инертные компоненты	Парагенезисы
I	SiO_2	Кв
II	Al_2O_3 SiO_2	Сил*, Кв
III	MgO; Al_2O_3; SiO_2	Кор*, Жд*, Кв
IV	FeO; MgO; Al_2O_3; SiO_2	Гр, Кор, Жд, Кв
V	CaO; FeO; MgO; Al_2O_3; SiO_2	Пл, Гр, Кор, Жд, Кв

* Сил — силлиманит, Кор — кордиерит, Жд — жедрит; остальные обозначения см. на рис. 5.

ров. Масштабы диффузионного массообмена незначительны по сравнению с привносом — выносом компонентов в зонах фильтрации. В пределах последних, при достаточной интенсивности этих процессов, возникают вторичные полосчатые текстуры (ложная слоистость), морфология которых и способы отличия от настоящей слоистости рассмотрены ранее (Савельев и др. 1971; Захаревич и др. 1972).

Процессы регионального метаморфизма приводят к общему изменению состава первично осадочных комплексов пород, а также к дифференциации вещества внутри их. Но эти преобразования осуществляются не фронтально, а избирательно, приурочиваясь к определенным структурам, причем существует возможность оценить масштабы миграции вещества. Условием успешного решения конкретных задач является комплексное применение как литологических, так и петрологических методов исследования. И все же в ряде случаев применение всей совокупности перечисленных методов не дает ответа на вопрос о наличии или отсутствии процессов перераспределения вещества.

УСТОЙЧИВОСТЬ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В УСЛОВИЯХ МЕТАМОРФИЗМА, УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА И МЕТАСОМАТОЗА

Специфической чертой карбонатных пород является их неравновесность с алюмосиликатными породами в зонах метаморфизма. Интенсивность взаимодействия карбонатных и алюмосиликатных пород и, следовательно, степень сохранности их валового состава определяются температурой, количеством, поведением и составом растворов, изменяющихся на разных стадиях эволюции метаморфических комплексов.

В процессе прогрессивного метаморфизма на догранитной стадии минералообразование в карбонатных породах осуществляется в присутствии малых количеств поровых флюидов, преимущественно водно-углекислых, за счет реакции карбонатных минералов с примесями силикатного материала и контактирующими алюмосиликатными породами под действием температуры. Как показывают полевые и петрографические наблюдения, примеси метаморфических силикатных минералов в мраморах и кальцифирах распределяются строго послойно, очевидно, в соответствии с первоначально неравномерным слоистым характером распределения силикатного материала в карбонатных осадках. Минеральный состав в пределах отдельных прослоев выдержан. Минеральные равновесные парагенезисы одной стадии хорошо укладываются на одной диаграмме «состав — парагенезис», строго отвечающей определенной метаморфической ступени, хорошо коррелируемой с минеральными фациями вмещающих их алюмосиликатных метаморфических пород. Соответствие переслаивающихся равновесных минеральных парагенезисов карбонатных пород одной какой-нибудь вполне определенной метаморфической ступени свидетельствует о значительной выравненности в них химических потенциалов воды и углекислоты в момент минералообразования, в связи с чем эти компоненты могут рассматриваться как вполне подвижные.

В зависимости от изменения температуры и давления в карбонатных породах протекают те или иные реакции, сопровождающиеся выделением воды и углекислоты. Типы протекающих реакций, их последовательность и условия равновесия в настоящее время хорошо изучены как по петрографическим данным, так и по данным термодинамических расчетов и экспериментальных исследований (Кицул, 1973). При любом произвольном давлении в карбонатных породах по мере повышения температуры вначале становятся неустойчивыми доломит с кварцем, которые, реагируя между собой, дают тальк или тремолит, в некоторых случаях — диопсид; затем неустойчивыми становятся

тальк и тремолит в присутствии кварца и доломита; в дальнейшем — тремолит с доломитом, за счет которых возникает форстерит и кальцит с кварцем, дающие волластонит. Каждая последующая реакция осуществляется за счет вовлечения ранее возникших минералов, что доказывается прямыми петрографическими наблюдениями. Нами, например, наблюдались явные структурные признаки участия ранее образованного тремолита в реакции возникновения диопсида (Кицул, 1960).

В зонально-метаморфических карбонатных комплексах устанавливается, что при переходе от более низкотемпературных к более высокотемпературным зонам в них уменьшаются в количестве или совершенно исчезают более низкотемпературные минералы и ассоциации и одновременно увеличиваются в количестве минералы и ассоциации более высокотемпературных зон, при этом степень «загрязнения» карбонатных пород силикатными минералами существенно не увеличивается. Таким образом, в процессе прогрессивного этапа метаморфизма на догранитной стадии происходит только приспособление минерального состава, текстур и структур карбонатных пород к изменяющимся температуре, давлению, составу порового флюида. Валовый химический состав карбонатных пород существенных изменений не претерпевает, происходит лишь частичная потеря воды и углекислоты и некоторое уменьшение объема.

В мигматизированных и гранитизированных метаморфических комплексах карбонатные породы часто пользуются широким распространением и нередко составляют часть их объема. Карбонатные породы в заметных количествах описаны во многих наиболее глубоко метаморфизованных, мигматизированных и гранитизированных гранулитовых комплексах, например, Восточной Сибири (Алданский щит, Анабарский массив, Прибайкалье), Сино-Корейского щита, Индии, Антарктиды и других регионов. Примечательно, что в то время, как алюмосиликатные породы этих комплексов повсеместно пропитаны гранитоидным материалом, ассоциирующие карбонатные породы совершенно лишены его. Это явление, несомненно, обусловлено невозможностью прямого анатексиса карбонатных пород и трудностью инъекции в них расплава ввиду их высокой пластичности в условиях повышенных температур и давлений. Следовательно, карбонатные породы, благодаря своему химическому составу и механическим свойствам, в период ультраметаморфизма оказываются наиболее устойчивыми.

Отсутствие на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород мощных реакционных зон, образованных в период ультраметаморфизма, свидетельствует о малом содержании в этот период растворов, что, на наш взгляд, обусловлено интенсивным поглощением их расплавом в процессе анатексиса кислых пород. Это же свидетельствует об отсутствии в период ультраметаморфизма сквозного просачивания потоков гранитизирующих растворов, поскольку в условиях такого просачивания карбонатные породы, как наиболее химически неравновесные с гранитами, не сохранились бы вообще.

Некоторые исследователи допускают возможность гранитизации карбонатных пород в результате инфильтрационных процессов магматической стадии с образованием диопсид-шпинелевых и других магнезиальных скарнов или даже гранитов (Жариков, 1966; Лисицын, 1970; Шабынин, 1967 и др.). Наиболее крайних взглядов в этом вопросе придерживаются Л. И. Шабынин и А. Е. Лисицын, рассматривающие магнезиальные скарны как промежуточный продукт превращения карбонатных пород в граниты. В качестве основания для выделения магматической стадии скарнообразования указывается пересечение скарнов гранитными жилами. Но типичные постмагматические магнезиальные скарны также пересекаются гранитами. Например, на Алдане заведомо постмагматические апогранитные скарновые жилы, скопления и даже

отдельные крупные кристаллы флогопита секутся гранитными жилами. По представлениям этих исследователей, инфильтрационное магматическое замещение является единственно возможным способом образования шпинель-диопсидовых пород ввиду невозможности развития последних по чистым доломитовым мраморам диффузионным путем в постмагматическую стадию. Однако развитие этих пород по доломитам, принимаемое в качестве аргумента, не доказано. Более того, наличие шпинель-диопсидовых пород в скарновых жилах, секущих силикатные породы, их вполне определенное положение в апосиликатной метасоматической колонке, соответствующее ожидаемому их месту по данным парагенетического анализа, унаследованность состава шпинель-диопсидовых пород в отношении инертных компонентов от исходных силикатных пород доказывают возникновение диопсид-шпинелевых пород за счет силикатных, а не доломитовых пород.

Наиболее интенсивное взаимодействие карбонатных пород с алюмосиликатными происходит в постмагматическую стадию. Особенно интенсивно реагируют доломитовые карбонатные породы, вокруг которых формируются магнезиальные скарны. Непосредственная связь скарнообразования с определенными изверженными породами или с магматическим очагом в зонах глубинного метаморфизма обычно не устанавливается. Но такие факты, как неравномерное развитие в пространстве и приуроченность к определенной стадии магматического цикла, позволяют связывать скарнообразование с появлением растворов, отделяющихся в период кристаллизации кислых анатектических расплавов. Роль этих растворов, видимо, сводится к роли диффузионной среды, обусловливающей переход ряда компонентов, в частности щелочей и оснований, в подвижное состояние, и возможность диффузии каждого из них в направлении понижения своего химического потенциала.

Поскольку массы этих компонентов при биметасоматозе в основном балансируются, для развития процесса не требуется большого количества инфильтрующихся растворов. Они могут быть застойными или циркулирующими в замкнутой системе (Шлыгин, 1966). Алюминий и кремний остаются инертными. Межгранулярный раствор в карбонатных породах, в которых кальций и магний большей частью входят в состав относительно растворимых минералов и не связаны с инертными компонентами, должен иметь значительно большую концентрацию и более высокий потенциал этих компонентов, чем окружающие силикатные породы. Выравнивание химических потенциалов подвижных компонентов в сообщающихся растворах карбонатных и силикатных пород, обусловливает взаимодействие последних, в частности, снижение потенциала магния в приконтактовых частях карбонатных пород и его повышение в силикатных породах. В результате происходит дедоломитизация карбонатных пород, а в кальцифирах — также смена более магнезиальных парагенезисов менее магнезиальными, согласно правилу Ле-Шателье. Например, на Алдане парагенезис форстерит+шпинель сменяется парагенезисом фростерит+флогопит, а последний — парагенезисом диопсид+флогопит. Одновременно в силикатных породах возрастает потенциал магния, что согласно тому же правилу ведет к последовательной смене исходных пород все более и более магнезиальными скарновыми парагенезисами. В результате возникает следующая последовательность скарновых зон (в сторону от неизмененного гранита): диопсид-скаполитовая, шпинель-диопсидовая, диопсид-паргаситовая, диопсид-флогопитовая, иногда форстерит-флогопитовая. На лазуритовых месторождениях вместо шпинель-диопсидовой и диопсид-паргаситовой зон появляется диопсид-лазуритовая.

Диффузия оснований в силикатных породах происходит также по трещинам, вдоль которых симметрично разрастаются те же скарновые

зоны. В местах наиболее интенсивного метасоматоза образуются штокверки, которые в случае полного замещения силикатных пород дают мощные согласные и неправильные тела, сложенные преимущественно диопсид-флогопитовыми породами или мономинеральными диопсидовыми породами с гнездами флогопита и содержащие реликты исходных силикатных пород и предшествующих скарновых зон. Это те самые тела, которые иногда причисляют к скарноидам или к продуктам гранитизации карбонатных пород, хотя они по составу и по времени образования идентичны скарновым жилам постмагматической стадии, связаны с последними постепенными переходами и не имеют каких-либо свойств, необъяснимых с позиций их формирования по силикатным породам в постмагматическую стадию.

Валовый состав карбонатных пород существенные изменения претерпевает только в приконтактовых зонах, мощность которых обычно не превышает первых метров: здесь уменьшается первоначальный объем пород и увеличивается доля силикатных минералов. Но даже в этих зонах карбонатный характер пород сохраняется.

Неустойчивость в постмагматическую стадию обнаруживают карбонатные породы, находящиеся выше зоны ультраметаморфизма. Здесь они ввиду большей своей жесткости подвергаются дроблению. По этим зонам дробления проникают кремнекислые растворы, вызывающие метасоматические преобразования доломитовых карбонатных пород. Например, в доломитовых мраморах и кальцифирах Северного Приладожья развита сложноветвистая сеть секущих кварцевых жил, на контакте которых образованы оторочки почти мономинеральных тремолитовых и диопсидовых пород (Кицул, 1963). Дробление карбонатных пород, проникновение кремнекислых растворов и тремолитизация и диопсидизация доломитсодержащих мраморов и кальцифиров имела здесь место после прогрессивного метаморфизма и складчатости, вероятно, в период ультраметаморфизма более глубинных зон, являющихся источником растворов.

Таким образом, несмотря на специфическую для карбонатных пород резкую химическую неравновесность с алюмосиликатными породами, они в основной своей массе сохраняются в зонах метаморфизма. Сохранность этих пород обусловливается особенностями их химического состава, определяющего невозможность их расплавления в условиях метаморфизма, высокую пластичность при повышенных температурах и давлениях, затрудняющую образование трещин и, следовательно, свободную циркуляцию растворов или проникновение гранитных расплавов. При появлении заметного количества растворов, что характерно для постмагматической стадии, карбонатные породы интенсивно реагируют с силикатными породами, изменяя свой состав, уменьшая объем и формируя вокруг себя скарны, которые в глубинных условиях являются исключительно апосиликатными и по которым легко оценивается содержание карбонатных пород в исходных толщах. Насыщенность метаморфических толщ карбонатными породами и их производными должна соответствовать содержанию карбонатного материала в исходных толщах.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ОЛИВИНОВЫХ И ПИРОКСЕНОВЫХ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ

В связи с изучением распределения элементов между сосуществующими минеральными фазами, а также полиморфных превращений минералов и расчетом фазовых диаграмм первостепенное значение имеют определение, анализ и корреляция термодинамических параметров силикатных изоморфных смесей.

Л. Даркен (Darken, 1967 а) показал применимость предложенного им «квадратичного формализма» для описания термодинамического поведения металлических жидких и твердых растворов в краевых частях бинарных систем, согласно которому в области растворителя компонента 1 ($0<N_2<N'_2$) его коэффициент активности (γ_1) и коэффициент активности растворенного компонента 2 (γ_2) связаны с их мольными долями N_1 и N_2 отношениями:

$$\lg \gamma_1 = \alpha_{12} N^2_2, \quad (1а)$$

$$\lg \gamma_2 = \alpha_{12} N^2_1 + I_{12}, \quad (1б)$$

где коэффициент α_{12} зависит от температуры, а постоянная $I_{12} \neq 0$ при нерегулярном поведении раствора.

Аналогично в области растворителя компонента 2 ($N_2'' < N_2 < 1$):

$$\lg \gamma_1 = \alpha_{21} N^2_2 + I_{21}, \quad (2а)$$

$$\lg \gamma_2 = \alpha_{21} N^2_1. \quad (2б)$$

В этих краевых областях вводимая Л. Даркеным (Darken, 1967а) функция избыточной стабильности α^E

$$\alpha^E = \frac{d^2G^E}{dN^2_2} = \frac{d^2G^E}{dN^2_1} = -2RT \frac{d \ln \gamma_1}{dN^2_2} = -2RT \frac{d \ln \gamma_2}{dN^2_1}, \quad (3)$$

где G^E — избыточный изобарный потенциал, постоянна с составом, тогда как в центральной (переходной) области она может проявлять максимум при стехиометрическом составе, отвечающем промежуточному соединению или предпочтительной атомной конфигурации.

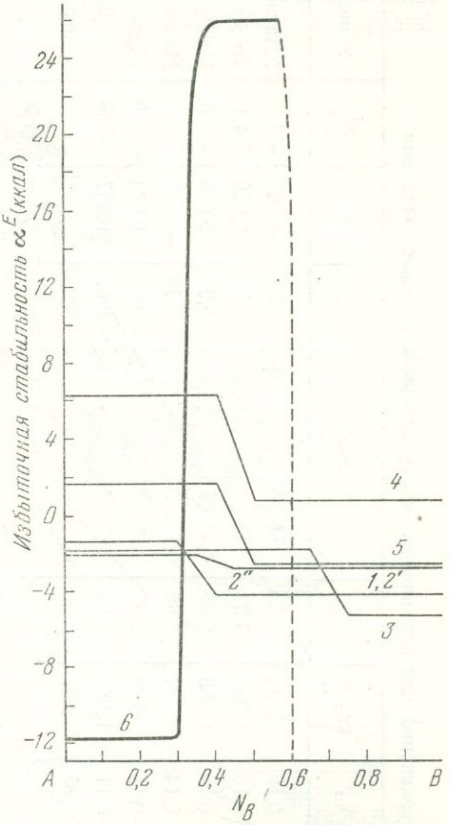


Рис. 7. Избыточная стабильность твердых растворов A—B:

1 — Mg_2SiO_4—Fe_2SiO_4; *2'* — $MgSiO_3$—$FeSiO_3$ (Kitayama et al., 1968); *2''* — $MgSiO_3$—$FeSiO_3$ (Nafziger et al., 1967); *3* — Co_2SiO_4—Fe_2SiO_4; *4* — Co_2SiO_4—Mn_2SiO_4; *5* — Ni_2SiO_4—Mg_2SiO_4; *6* — Fe_2SiO_4—Ca_2SiO_4

Из проведенного нами анализа экспериментальных данных по оливиновым и пироксеновым твердым растворам с учетом их нерегулярного поведения следует, что квадратичные формулы хорошо описывают термодинамические параметры силикатных твердых растворов с положительными [Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 (Kitayama et al., 1968); $MgSiO_3$ — $FeSiO_3$ (Kitayama et al., 1968; Nafziger et al., 1967); Co_2SiO_4—Fe_2SiO_4 (Masse et al., 1966)], отрицательными [Co_2SiO_4—$MnSiO_4$ (Biggers et al., 1967)] и знакопеременными [Ni_2SiO_4—Mg_2SiO_4 (Campbell et al., 1968); Fe_2SiO_4—Ca_2SiO_4 (Johnson et al., 1967)] отклонениями от закона Рауля. Это позволило, оценив разброс экспериментальных значений, уточнить и привести представленные в таблице результаты к удобному формульному виду согласно уравнениям (1а, б), (2а, б), (3).

Как видно из рис. 7 и табл. 10, всем рассмотренным системам присущи широкие краевые области (25—65 мол. %), связанные, за исключением системы Fe_2SiO_4—Ca_2SiO_4, простым переходом шириной порядка 10 мол. %. На кривой избыточной стабильности α^E в центральной области системы Fe_2SiO_4—$CaSiO_4$ наблюдается резкий максимум, отвечающий образованию промежуточного соединения $CaFeSiO_4$

Таблица 10

Постоянные квадратичных уравнений для оливиновых и пироксеновых твердых растворов

№	Система	T°, C	Область	α_{12}	I_{12}	αE, ккал	Область	α_{21}	I_{21}	αE, ккал	Экспериментальные данные
1	Mg_2SiO_4—Fe_2SiO_4	1204	$0,0<N_{Fe_2SiO_4}<0,3$	0,10	0,082	—1,35	$0,4<N_{Fe_2SiO_4}<1,0$	0,31	—0,023	—4,19	Kitayama et. al., 1968
2′	$MgSiO_3$—$FeSiO_3$	1204	$0,0<N_{FeSiO_3}<0,3$	0,10	0,097	—1,35	$0,4<N_{FeSiO_3}<1,0$	0,31	—0,020	—4,19	То же
2″	$MgSiO_3$—$FeSiO_3$	1250	$0,0<N_{FeSiO_3}<0,35$	0,15	0,005	—2,09	$0,45<N_{FeSiO_3}<1,0$	0,20	—0,016	—2,79	Nafziger et al., 1967
3	Co_2SiO_4—Fe_2SiO_4	1180	$0,0<N_{Fe_2SiO_4}<0,65$	0,14	0,024	—1,86	$0,75<N_{Fe_2SiO_4}<1,0$	0,40	—0,131	—5,32	Masse et al., 1966
4	Co_2SiO_4—Mn_2SiO_4	1250	$0,0<N_{Mn_2SiO_4}<0,4$	—0,45	0,130	6,27	$0,5<N_{Mn_2SiO_4}<1,0$	— 0,05	—0,074	+0,70	Biggers et al., 1967
5	Ni_2SiO_4—Mg_2SiO_4	1400	$0,0<N_{Mg_2SiO_4}<0,4$	—0,11	0,081	1,68	$0,5<N_{Mg_2SiO_4}<1,0$	0,17	—0,057	—2,60	Campbell et al., 1968
6	Fe_2SiO_4—Ca_2SiO_4	1080	$0,0<N_{Ca_2SiO_4}<0,3$	0,95	—0,67	—11,8					Johnson et al., 1967

(кирштейнита); однако форму максимума, учитывая погрешности экспериментальных определений, нужно рассматривать лишь как приближенную.

Связь между квадратичными параметрами в краевых областях для каждой серии твердых растворов $(\alpha_{12}-\alpha_{21}) : (\alpha_{12}-\alpha_{21}+I_{12}-I_{21}) \approx 2$ показана на рис. 8.

Рис. 8. Корреляция между постоянными квадратичных уравнений для оливиновых и пироксеновых твердых растворов (обозначения те же, что на рис. 7)

Наличие термодинамических данных по трем граничным бинарным сериям оливиновых изоморфных смесей: Co_2SiO_4—Fe_2SiO_4; Co_2SiO_4—Mn_2SiO_4 (см. табл. 10) и Fe_2SiO_4—Mn_2SiO_4 (Schwerdtfeger et al., 1966), последняя из которых близка к идеальной, а две другие проявляют отклонения противоположного знака от закона Рауля, позволило приближенно рассчитать интегральный молярный избыточный изобарный потенциал соответствующей тройной системы по уравнению Бонье (Bonnier, Cabos, 1960), принимающему в этом случае вид:

$$G^E = \frac{1}{1-N_1}(N_2G^E{}_{12} + N_3G^E{}_{13})_{N_1},$$

где $G^E{}_{12}$ и $G^E{}_{13}$ — интегральные молярные избыточные изобарные потенциалы систем Co_2SiO_4—Fe_2SiO_4 и Co_2SiO_4 — Mn_2SiO_4;

N_1, N_2 и N_3 — мольные доли Co_2SiO_4, Fe_2SiO_4 и Mn_2SiO_4 соответственно.

Результаты, приближенно отнесенные к 1200° С, приведены на рис. 9 и в области растворителя Co_2SiO_4 $(0,6<N_{Co_2SiO_4}<1)$ могут быть также получены из квадратичных формул для тройных систем (Darken, 1967 б):

$$\lg \gamma_{CoSi_{0,5}O_2} = (N_2 + N_3)(\alpha_{12}N_2 + \alpha_{13}N_3);$$
$$\lg \gamma_{FeSi_{0,5}O_2} = \alpha_{12}N_1(N_1 + N_3) - \alpha_{13}N_1N_3 + I_{12};$$
$$\lg \gamma_{MnSi_{0,5}O_2} = \alpha_{13}N_1(N_1 + N_2) - \alpha_{12}N_1N_2 + I_{13};$$
$$G^E = 2{,}303RT(\alpha_{12}N_1N_2 + \alpha_{13}N_1N_3 + N_2I_{12} + N_3I_{13}).$$

Уравнение Бонье применимо лишь к тем тройным системам, для которых, как для только что рассмотренной, характерны значительные взаимодействия в двух граничных системах по сравнению с третьей,

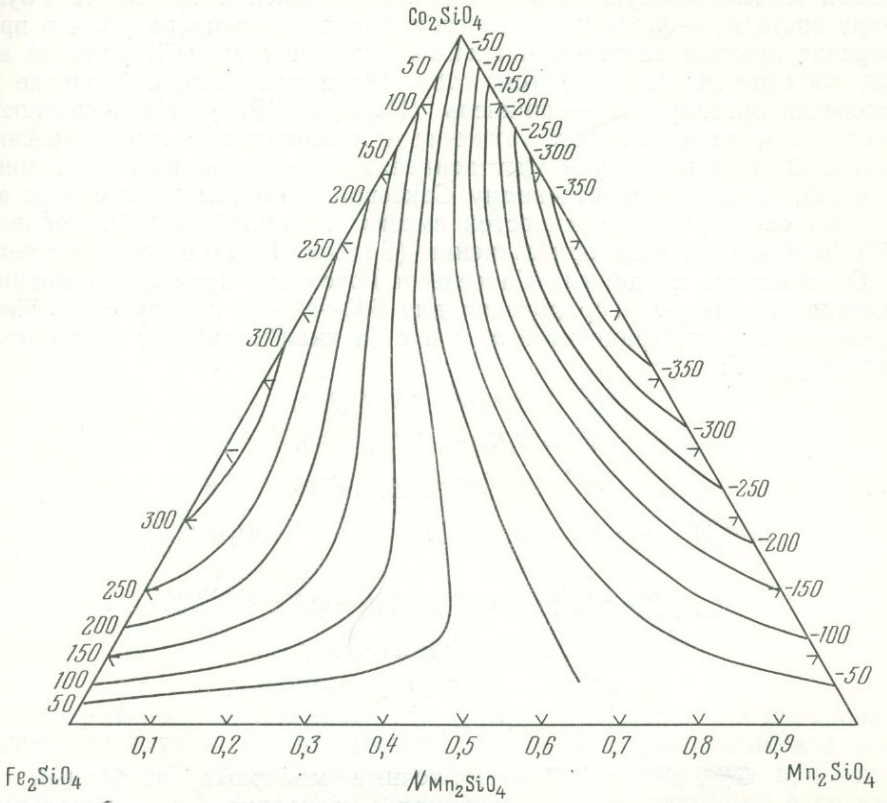


Рис. 9. Интегральный избыточный изобарно-изотермический потенциал системы Co_2SiO_4—Fe_2SiO_4—Mn_2SiO_4 при 1200° С (кал/моль)

близкой к идеальной или регулярной [Si—Fe—Mn (Bonnier, Cabos, 1960); Na—Hg—Pb, Pb—Na—K (Морачевский и др., 1963); Na—Tl—Pb (Spencer et al., 1972); K—Tl—Pb (Spencer et al., 1972; Лантратов и др., 1968); Pb—Na—Cd (Spencer et al., 1972)]. К числу их относится также пироксеновая система: $MgSiO_3$ (энстатит) — $FeSiO_3$ (ферросилит) — $CaSiO_3$ (волластонит).

При сильном внутрикристаллическом упорядочении, которое мы проанализируем на примере ряда энстатит — ферросилит, термодинамическое поведение силикатных твердых растворов становится сложнее, что резко ограничивает пригодность простых квадратичных уравнений.

Рассматривая явление порядок — беспорядок как ионнообменный процесс, можно, по аналогии с гетерогенным распределением, записать для реакции упорядочения Fe^{2+}—Mg^{2+} на позициях M1 и M2 в ортопироксеновых твердых растворах:

$$Fe\,(M1) + Mg\,(M2) \rightleftarrows Fe\,(M2) + Mg\,(M1),$$

где M1 и M2 с термодинамической точки зрения две взаимно проникающие субфазы (Перчук, Суриков, 1970).

Однако в отличие от распределения между двумя фазами, числа ионов в субфазах M1 и M2 не меняются независимо друг от друга. Это в итоге ведет к трудностям определения различных химических потенциалов для ионов одного вида в пределах единой гомогенной фазы (Mueller et al., 1970) и к определенным условностям моделей как идеального (Банно, Матсуи, 1969; Grover et al., 1969; Blander, 1972), так и неидеального (Thompson, 1970; Saxena et al., 1971; Saxena, 1972) смешения в субфазах M1 и M2. Тем не менее, из идеальной двухпозиционной модели следуют отрицательные отклонения от закона Рауля в ряду энстатит — ферросилит во всем диапазоне температур, что противоречит прямым экспериментальным определениям (Kitayama et al., 1968; Nafziger et al., 1967) (см. табл. 10) и приближенной оценке из равновесия ортопироксен — шпинель (Nafziger, 1973). Неадекватность идеальной модели вытекает также из прецизионных мессбауэровских данных. Отсюда необходим учет неидеальности смешения на позициях M1 и M2, подобно проведенному Саксеной и Гоусом (Saxena et al., 1971) на основе модели «простой смеси» Гуггенгейма (Guggenheim, 1967) [квазихимическое приближение (Saxena, 1972) не рационально].

Основываясь на данных Саксены и Гоуса, мы привели термодинамические параметры упорядочения для 600—800° С к виду с линейной зависимостью коэффициентов a, b и c (в ккал/моль) от абсолютной температуры T:

$$G^{E*} = N_1 N_2 (a + bN_1 + cN^2_1),$$

$$S^{E*} = N_1 N_2 (\alpha + \beta N_1 + \gamma N^2_1),$$

$$H^{E*} = N_1 N_2 (\delta + \varepsilon N_1 + \zeta N^2_1),$$

$$\ln \gamma^{*\,\mathrm{Opx}}_{\mathrm{Mg}} = \frac{1}{RT} [(a + 2b + 3c) N^2_2 - 2 (b + 3c) N^3_2 + 3cN^4_2],$$

$$\ln \gamma^{*\,\mathrm{Opx}}_{\mathrm{Fe}} = \frac{1}{RT} [(a - b) N^2_1 + 2 (b - c) N^3_1 + 3cN^4_1],$$

$$a = \delta - \alpha T = 7{,}29100 - 0{,}00565721 \cdot T,$$

$$b = \varepsilon - \beta T = -13{,}53750 + 0{,}01095959 \cdot T,$$

$$c = \zeta - \gamma T = 10{,}59378 - 0{,}00860212 \cdot T,$$

где G^{E*}, S^{E*} и H^{E*} — избыточные молярные изобарный потенциал, «энтропия» и «энтальпия» упорядочения;

$\gamma_{\mathrm{Mg}}{}^{*\mathrm{Opx}}$, $\gamma_{\mathrm{Fe}}{}^{*\mathrm{Opx}}$ и N_1, N_2 — связанные с упорядочением коэффициенты активности Mg и Fe и их мольные доли.

Избыточный изобарный потенциал упорядочения обращается в нуль, как показывает экстраполяция, при температуре максимального разупорядочения (около 1050° С, по Virgo, Hafner, 1969).

В действительности избыточная энтальпия упорядочения (как и избыточная энтропия упорядочения) является функцией степени порядка, а следовательно, и температуры. Хотя эта зависимость не столь сильна для силикатов, как для сплавов, она приводит к противоположным по знаку вкладам энтальпийного и энтропийного членов в избыточный изобарный потенциал упорядочения, для выражения температурной зависимости которого лишь в целях удобства выделяется H^{E*} — избыточная «энтальпия» упорядочения.

Следует принять во внимание вклад кремне-кислородного остова в термодинамические функции упорядочения (Thompson, 1970). Правда, низкие энергии активации для упорядочения и разупорядочения Mg—Fe, (16 и 20 ккал/моль соответственно, по Virgo, Hafner, 1969) свидетельствуют о сравнительной инертности силикатного остова, но

он, сглаживая напряжения, все же должен вносить отрицательный вклад в избыточный изобарный потенциал упорядочения, меньший по абсолютной величине вклада упорядочения Mg—Fe и тоже быстро возрастающий с понижением температуры.

Для сведения «кристаллохимических» активностей, связанных с внутрикристаллическим упорядочением, к «термодинамическим», характеризующим в целом поведение твердых растворов при умеренных

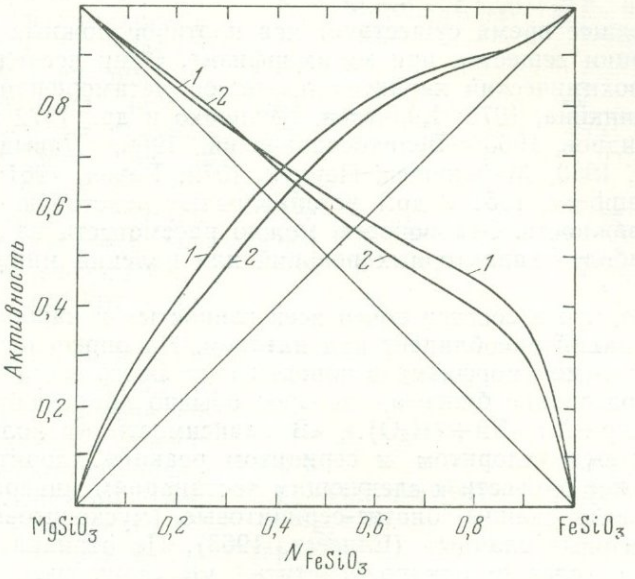


Рис. 10. Активности $MgSiO_3$ и $FeSiO_3$ в ортопироксеновых твердых растворах ряда энстатит — ферросилит при 600° С, рассчитанные:
1 — Kitayama et al., 1968; Saxena et al., 1971; *2* — Nafziger et al., 1967; Saxena et al., 1971

температурах, нужно также учесть «решеточный» вклад в избыточную свободную энергию Гиббса (Navrotsky, 1971), выделяющийся в «чистом виде» в случае выбранной нами модели упорядочения при температуре свыше 1050° С, и, по-видимому, медленнее растущий с понижением температуры, чем вклад остова. Поэтому приближенно считаем, что результатом суммирования этих двух вкладов будет постоянство «решеточного» коэффициента активности с температурой T_2 (600—1050° С), откуда коэффициенты активности энстатита ($\gamma^{Opx}_{MgSiO_3(T_2)}$) и ферросилита ($\gamma^{Opx}_{FeSiO_3(T_2)}$) равны:

$$\gamma^{Opx}_{MgSiO_3(T_2)} = \gamma^{*Opx}_{Mg(T_2)} \cdot \gamma^{Opx}_{MgSiO_3(T_1)};$$

$$\gamma^{Opx}_{FeSiO_3(T_2)} = \gamma^{*Opx}_{Fe(T_2)} \cdot \gamma^{Opx}_{FeSiO_3(T_1)},$$

где $\gamma^{Opx}_{MgSiO_3(T_1)}$ и $\gamma^{Opx}_{FeSiO_3(T_1)}$ — «решеточные» коэффициенты активности при температуре T_1 (1204, 1250° С) из табл. 10.

Такой подход позволяет вычислить отношения активность—состав в интервале 600—1200° С. Для 600° С результаты показаны на рис. 10.

Квадратичный формализм Л. Даркена распространен на силикатные твердые растворы, неупорядоченные и с идеальным упорядочением в рамках принятой модели (т. е. для ортопироксенов $\gamma_{Mg}{}^{*Opx} = \gamma_{Fe}{}^{*Opx} = 1$). Применимость квадратичных уравнений в широком диапазоне концентраций обусловливает их значительные преимущества перед степенными рядами Маргулеса.

Из нерегулярности всех рассмотренных оливиновых и пироксеновых твердых растворов вытекает несостоятельность обработок (Nafziger et al., 1967; Williams, 1971) экспериментальных данных на основе модели регулярного раствора.

РАЗЛИЧИЯ В СТЕПЕНИ МИГРАЦИИ ВЕЩЕСТВА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

В настоящее время существует два противоположных представления о миграции вещества при метаморфизме. Одни исследователи доказывают изохимический характер процессов метаморфизма (Елисеев, 1963; Половинкина, 1970; Хильтова, Шулешко и др., 1972 и др.), другие (Александров, 1963; Великославинский, 1966; Давыдченко, 1971, Лападю-Арг, 1950; Маракушев, Перчук, 1972; Равич, 1961; Engel, Engel 1958; Ramberg, 1951 и др.) устанавливают некоторую или существенную подвижность. Эти вопросы можно рассмотреть на примере некоторых наиболее характерных реакций или явлений минералообразования.

Известно, что в составе почти всех глинистых и карбонатно-глинистых пород калий преобладает над натрием. На определенной ступени прогрессивного метаморфизма в породах пелитового состава всегда отмечается образование биотита, которое обычно объясняют следующей реакцией: Сер+Хл→Би+(H_2O). «В зависимости от количественных отношений между хлоритом и серицитом реакция хлорит+серицит= =биотит может привести к следующим ассоциациям минералов в сланцах: биотитовые сланцы, биотит-серицитовые (мусковитовые) сланцы, биотит-хлоритовые сланцы» (Елисеев, 1963). Не отрицая вероятности этой реакции, следует однако отметить, что, во-первых, биотитовые гнейсы и сланцы образуются также и за счет пород, не содержащих ни серицита, ни любых других калийсодержащих минералов; во-вторых, равновесие биотит — хлорит определяется не количественным соотношением хлорита и серицита, а температурой (Маракушев, 1965). Постепенное повышение степени метаморфизма в пределах биотитовой зоны сопровождается возрастанием количества биотита за счет хлорита независимо от наличия в породах серицита.

Все это кажется совершенно необъяснимым с позиций изохимического метаморфизма, в частности — инертного поведения калия. Переходная реакция при отсутствии или недостатке серицита, очевидно, должна совершаться с привносом калия: Хл+(K_2O)→Би+(H_2O).

За счет замещения биотита в биотитовых гнейсах происходит образование пироп-альмандинового граната. Равновесие гранат — биотит всегда определяется степенью метаморфизма. Если бы процессы метаморфизма совершались при инертном поведении калия, то образование граната за счет биотита всегда бы сопровождалось образованием дополнительного калийсодержащего минерала, очевидно калиевого полевого шпата, количество которого по мере нарастания метаморфизма должно было бы увеличиваться. Однако этого не наблюдается. Приведенные примеры показывают, что метаморфизм совершается в условиях значительной подвижности щелочей. Это хорошо согласуется с выводами А. В. Сидоренко о том, что обратное соотношение щелочей в глинах и глубокометаморфизованных породах «...может быть связано с различной подвижностью элементов при метаморфизме» (Сидоренко, Теняков и др., 1968).

По характеру подвижности калия и натрия можно выделить два типа метаморфизма: в условиях вполне подвижного поведения щелочей или только в условиях некоторой их подвижности, связанной с недостаточным содержанием щелочей в поровых растворах. Первый тип

всегда характеризует первичный метаморфизм (только осадочных пород), второй — любой наложенный, т. е. повторный метаморфизм (Давыдченко, 1971).

Для первично метаморфизованных пород характерны маломинеральные парагенезисы, отсутствие высокоглиноземистых и других ненасыщенных щелочами минералов (рис. 11). В результате любого наложенного метаморфизма за счет парагенезисов первичного метаморфизма образуются более полиминеральные парагенезисы, содержащие андалузит, силлиманит, кианит, хлоритоид, жедрит и другие минералы, неустойчивые в условиях вполне подвижного поведения щелочей. Очевидно возможность их образования обусловливается выносом части щелочей из породы в раствор.

Эта закономерность находится в соответствии с имеющимися экспериментальными данными зависимости растворимости щелочей от температуры (растворимость компонента определяет его подвижность). С повышением температуры растворимость калия и натрия в воде и водных растворах, с учетом поправки на изменение плотности растворителя, увеличивается (Овчинников, Масалович, 1966; А. А. Попов, 1962; Хитаров, 1957, 1958 и др.).

В свете этих данных анализ парагенезисов минералов позволяет судить о характере метаморфизма того или иного района и в некоторых случаях различать породы орто- и паратипов, поскольку первично магматические породы обычно бедны поровыми растворами.

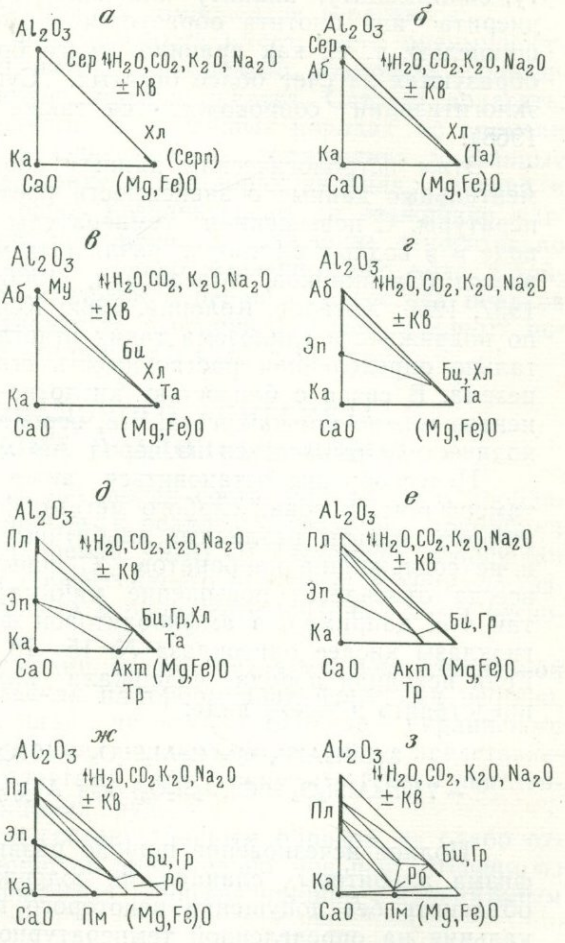


Рис. 11. Диаграммы состав — парагенезис насыщенных кремнеземом пород различных температурных ступеней (*а—з*) минеральных равновесий для прогрессивного этапа первичного метаморфизма (по материалам Юго-Западного Памира).

Миграция щелочей при метаморфизме не всегда улавливается методом сравнения химических составов различно измененных пород. Этот метод применим для изучения баланса вещества, когда достоверно установлено, что, во-первых, в пределах сравниваемых зон первичный состав исходных пород был одинаковым, во-вторых, процессы минералообразования происходили при постоянном объеме и, в-третьих, породы после первичного метаморфизма не испытали более поздних наложенных процессов, сопровождавшихся изменением химического состава, например, процессов минералообразования регрессивного этапа метаморфизма. Эти три условия, как правило, в природе не соблюдаются.

Для понимания характера метаморфизма существенны явления дегранитизации и базификации пород. Следы выноса из пород кремнезема отмечаются также при парагенетическом анализе минералов и изучении эволюции парагенезисов минералов на прогрессивном этапе метаморфизма, особенно четко при контактовом метаморфизме. При повышении степени метаморфизма отмечается развитие по андалузиту, силлиманиту, кианиту или полевому шпату корунда, за счет кордиерита или биотита образуется сапфирин, последний замещается шпинелью, т. е., как правило, менее богатые кремнеземом минералы, образуются за счет более богатых. Существенно и то, что процессы эклогитизации сопровождаются также выносом кремнезема (Лутц, 1968).

Этим петрологическим данным соответствуют известные экспериментальные данные о зависимости растворимости кремнезема от температуры. С повышением температуры растворимость кремнезема в воде и в водных растворах различных минералов непрерывно увеличивается (Овчинников, Масалович, 1966; А. А. Попов, 1962; Хитаров, 1957, 1958; Хитаров, Колонин, 1962; Kennedy, 1950 и др.). Относительно подвижности глинозема таких отчетливых данных нет. Экспериментально определенная растворимость его меньше растворимости кремнезема. В связи с близостью кислотно-основных свойств этих компонентов можно предполагать, что, вероятно, и глинозем может в малых количествах выноситься из пород по мере нарастания метаморфизма.

Целесообразно остановиться также на поведении кальция при метаморфизме. В зонах слабого метаморфизма (фация зеленых сланцев) широко развиты различные альбитовые сланцы как с кальцитом, так и не содержащие карбонатов. С повышением степени метаморфизма всегда отмечается повышение минимальной основности плагиоклаза, так что, например, в амфиболитовой фации уже не встречаются плагиоклазы кислее олигоклаза № 15—18 в любых по составу породах. Если исходная порода содержала кальцит, то эту реакцию можно представить в таком виде:

$$3\,(19NaAlSi_3O_8 \times CaAl_2Si_2O_8 + 4CaCO_3 + 26SiO_2 + 3\,(Na_2O) =$$
$$= 7\,(9NaAlSi_3O_8 \times CaAl_2Si_2O_8) \text{ или } Аб_{№\ 5} + Ка + Кb + (Na_2O) \rightarrow Пл_{№\ 10}.$$

Полное исчезновение широко развитых в зонах слабого метаморфизма альбитовых сланцев, не содержащих карбонатов, невозможно объяснить без допущения некоторого привноса растворами в породы кальция на определенной температурной стадии прогрессивного метаморфизма. Примерную реакцию этого процесса можно представить в следующем виде:

$$6\ Пл_{№\ 10} + 5\,(CaO) = 11\ Пл_{№\ 20} + 9\ Кв + 5\,(Na_2O).$$

Устанавливаемое закономерное поведение кальция при метаморфизме согласуется с экспериментальными данными по температурной зависимости растворимости различных минералов кальция в воде (Будников и др., 1960; Малинин, 1962; Сендеров, 1962, и др.). По этим данным растворимость кальция максимальна при низких температурах, а с повышением температуры она резко уменьшается, так что при температурах выше 300° С кальций малоподвижен.

Необходимо также остановиться на вопросах о подвижности и характере миграции железа и магния. Парагенетический анализ минералов не дает для этого достаточных данных. Устанавливаемое некоторыми исследователями увеличение содержания железа и магния в более глубоко метаморфизованных породах может быть связано как с действительным их привносом, так и, отчасти, с выносом из пород

гранитофильных компонентов, что сопровождается относительным увеличением их процентного содержания.

Изложенные данные показывают, что поведение основных породообразующих компонентов при метаморфизме подобно изменению их растворимости, находящейся в прямой зависимости от температуры. Это может однозначно указывать на температурную обусловленность региональной миграции вещества при метаморфизме и ее зависимость от изменения химических потенциалов компонентов в растворе.

На прогрессивном этапе метаморфизма имеет место преимущественный вынос из пород калия, натрия, кремнезема, возможно, глинозема и привнос кальция, возможно, магния, железа. Следует полагать, что поровые растворы, оставшиеся в осадочных породах со времени осадконакопления, содержат в существенных количествах указанные компоненты. Поскольку содержание в растворах кальция, магния и железа относительно объема пород незначительно, то осаждение магния и железа проявляется несущественно, а осаждение относительно более растворимого кальция ведет только к расширению поля устойчивости плагиоклаза. В целом специфика первичного состава осадков в процессе метаморфизма сохраняется в отношении всех основных породообразующих компонентов, кроме H_2O, CO_2, K_2O, Na_2O.

ЗОНЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ЭПИГЕНЕЗА И МЕТАМОРФИЗМА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Изучение изменений осадочных пород составляет важную проблему литологии, особенно литологии и осадочной геологии докембрия (Лунева, Сидоренко, 1973; Сидоренко, 1973). В настоящем сообщении дается опыт систематики зон прогрессивного эпигенеза и метаморфизма для пород различного возраста в ряде обследованных нами регионов (табл. 11).

Примером осадочной формации, крайне незначительно измененной эпигенезом, является никопольская платформенная формация неогена, почти горизонтально залегающая на южной окраине Украинского щита. Осадочные породы формации, мощностью до 300 м, представлены песками и алевритами с пластами глин, окисных (часто окисленных) и карбонатных марганцевых руд.

Алеврито-песчаные породы состоят главным образом из слабо отсортированных обломков кварца, в значительно меньшей степени из полевых шпатов, сцементированных сингенетическим кальцитовым цементом.

Характер карбонатного цемента поровый, иногда со своеобразной сферолитовой кристаллизацией; крустификационные выделения кальцита у обломков редки. Разъедания обломков карбонатами почти не отмечается. Все это свидетельствует о незначительности процессов преобразования пород и взаимодействия обломков с цементом. Марганцевые руды представляют собой обогащенные окислами и карбонатами марганца соответствующие терригенные породы. В алеврито-песчаных рудах поры среди обломков занимают псиломелан, местами манганит, вторично обезвоженный пиролюзит. Породы и руды этой молодой платформенной, не подвергшейся дислокациям и вулканизму, формации соответствуют зоне первичного обломочного и хемогенного материала начального (раннего) эпигенеза.

На более высокой стадии изменений пород находится девонская субплатформенная формация Джаильминской мульды Центрального Казахстана, сложенная кремнисто-глинисто-известняковыми породами с пластами железо-марганцевых и полиметаллических руд. Типы пород и руд джаильминской формации характеризуются существенной перекристаллизацией и формированием новообразованных структур. Гли-

Таблица 11

Последовательность изменений осадочных и метаморфических пород при прогрессивном эпигенезе и метаморфизме в процессе погружения в недра

Стадии изменения пород	Фации и зоны пород
Осаждение	Петрографические типы осадков, фации осадконакопления
Сингенез	Петрографические типы осадков, фации сингенеза
Диагенез	Петрографические типы осадков, фации раннего диагенеза
Ранний (цементация)	Петрографические типы уплотненных осадков, фации позднего диагенеза
Поздний (заполнение пор)	Интенсивное заполнение пор в осадках, образование пород
Эпигенез	Зоны первичного обломочного и хемогенного материала
Ранний	Начальные преобразования пелитового материала, преобразования цемента, растворение обломков
	Пример. Платформа, кайнозой Украинского щита
Средний (глубокий)	Начало формирования новообразованных структур, широкое развитие новообразованных хлоритов и гидрослюд
	Кварцит-хлорит-гидрослюдистая зона
	Пример. Субплатформа, девон Центрального Казахстана
Поздний (глубинный)	Укрупнение чешуек гидрослюд, существенное серицитообразование, широкое развитие кварцитов, ликвидация собственно глинистых минералов
	Хлорит-серицитовая зона
	Пример. Кембрий Алданского щита, кембрий — верхний протерозой геосинклинали Кузнецкого Алатау, кембрий — верхний протерозой Дальнего Востока
	Интрузии массивов синтектонических гранитоидов, региональное угловое несогласие
Метаморфизм	Широко новообразованные биотиты
Ранний	Биотитовая зона
	Альмандиновая зона (гранатовая)
	Ставролитовая, ставролит-дистеновая зона
	Силлиманитовая зона
	Пример. Средний протерозой срединных массивов Дальнего Востока и прогибов Китайско-Корейского щита
	Интрузии массивов синтектонических гранитоидов, региональное угловое несогласие
Средний (глубокий)	Широкое развитие новообразованных текстур
	Двуслюдистая, роговообманковая зона
	Кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты
	Пример. Нижний протерозой — верхний архей срединных массивов Дальнего Востока и остов Китайско-Корейского щита
	Интрузии массивов синтектонических гранитоидов, региональное угловое несогласие
Поздний (глубинный)	Широкое развитие пироксенов
	Интенсивные проявления гранитизации и мигматизации
	Диопсидовая зона
	Гиперстеновая зона (гранулитовая, эклогитовая фации и т. п.)
	Пироксен-анортитовые порфириты Луны

нистый материал в значительной степени преобразован в тонкодисперсные хлориты и гидрослюды; иногда отмечаются вермикулитоподобные образования и серицит. Рудные минералы — гематит, магнетит, браунит, иногда и гаусманит — образуют хорошо выраженные кристаллические скопления идиоморфного и неправильно-округлого вида.

Джаильминская формация отражает дальнейшую — среднюю (глубокую) стадию прогрессивного эпигенеза и соответствуют низам глубинного эпигенеза по А. Г. Коссовской и В. Д. Шутову (1971).

Примером осадочных формаций, находящихся на стадии позднего (глубинного) эпигенеза, являются зеленокаменная девонская эффузив-

но-осадочная эвгеосинклинальная формация Магнитогорского синклинория Восточного Урала, нижнекембрийская песчано-карбонатная формация Алданского щита и разнообразные эффузивно-осадочные кембрийско-верхнепротерозойские миогеосинклинальные формации Кузнецкого Алатау и сопредельных областей, юга Дальнего Востока, вплоть до Китайско-Корейского щита.

Характерной особенностью пород и руд магнитогорской девонской формации, имеющей мощность до 10 км, являются их сильная дислоцированность и динамометаморфизм (точнее динамоэпигенез), приведшие к образованию за счет пироксен-полевошпатовых порфиритов, хлорит-серицитовых и серицитовых сланцев. Породы подвергались интенсивному эпигенезу — зеленокаменному перерождению с частичным преобразованием пироксенов в амфиболы, кальциевых плагиоклазов в соссюрит, с широким развитием хлоритизации. Кремнистые породы, марганцевые и железные руды при этом почти не изменялись.

Базальные песчаные горизонты нижнекембрийской песчано-глинисто-карбонатной платформенной формации чехла Алданского щита отличаются широким развитием порового регенерационного, местами бластового кварцевого, а также отчасти и полевошпатового (ортоклазового, микроклинового, в том числе и решетчатого) цемента. В породах формации наблюдается новообразование карбонатов, серицита и гидрослюд. В доломитах и известняках еще сохраняются сгустковые и оолитовые седиментационные структуры. Характерна раскристаллизация новообразований титанистых минералов: анатаза, брукита, рутила.

В Кузнецком Алатау широко распространены нижнекембрийско — верхнепротерозойские тонко- и мелкокристаллические, местами среднекристаллические карбонатные породы, на Усинском месторождении марганца — родохрозитовые и магнанокальцитовые руды с развитием сгустковых седиментационных структур. Пелитовый материал в породах и рудах кузнецко-алатауской формации кембрий — позднепротерозойского возраста преобразован до гидрослюд. Залегающие ниже по разрезу верхнепротерозойские эффузивно-осадочные породы кондомской свиты преобразованы уже до фации зеленых сланцев хлоритовых, а местами и актинолитовых сланцев.

В прогибах Малого Хингана и бассейна р. Уссури, заложившихся на дорифейских (досинийских) срединных массивах — отторженцах Китайско-Корейского щита, верхняя часть разреза малохинганской кембрийско-верхнепротерозойской формации, мощностью в 6—8 км, представлена известняками, доломитами, магнезитами, песчано-сланцевыми и кварцитовыми породами с пластами железных и марганцевых яшмовидных, в том числе и родохрозитовых руд. Пелитовый материал содержит хлорит и серицит; нередко присутствуют эпидот, чешуйки графита. Карбонатные породы малохинганской формации, за исключением магнезитов, часто сохраняют сгустковую и оолитовую структуры. Рудные минералы формации представлены гематитом, сидеритом, магнетитом, браунитом, родохрозитом, гаусманитом, находящимися в хлорит-серицитовой и кварцевой массе.

Последующие прогрессивные изменения пород и руд, фиксируемые появлением мусковита и широким развитием биотита за счет мусковита, хлоритов и рутила, знаменуют собой переход от эпигенеза к метаморфизму. Так, среднепротерозойские породы Дальнего Востока, относящиеся к союзненской свите и ее аналогам, соответствуют биотитовой, альмандиновой (или нередко биотит-альмандиновой), ставролит-дистеновой и силлиманитовой зонам раннего (начального) метаморфизма.

Среднепротерозойские породы ляохэской серии и ее аналогов в синклинориях Китайско-Корейского щита характеризуются меньшей степенью метаморфизма, чем одновозрастные породы срединных массивов, развитых севернее. Среднепротерозойские карбонатные породы

(известняки, доломиты, магнезиты) сравнительно слабо мраморизованы, в них часто отмечаются хорошо сохранившиеся водорослевые остатки и седиментационные структуры и текстуры. Они сопровождаются хлорит-серицитовыми, нередко мусковитовыми, местами актинолитовыми, тальковыми сланцами, а также ставролит-серицитовыми сланцами. В этих разрезах ставролитовая зона, как можно предполагать, предшествует биотитовой.

Исходя из изложенного, видимо, следует считать типично метаморфическими породами лишь дорифейские толщи. Более молодые породы являются, очевидно, эпигенетизированными, по крайней мере, в изученных районах.

Нижележащие сильно складчатые нижнепротерозойско-верхнеархейские толщи, слагающие фундамент Китайско-Корейского щита и срединных массивов его северо-восточного раздробленного выступа, характеризуются большей степенью метаморфизма пород и соответствуют двуслюдяной и роговообманковой зонам, когда в карбонатных породах возникают диопсид и гиперстен.

Архейские толщи щитов (например, Алданского и других), наиболее подверженные воздействию магм (от ультраосновного до гранитного состава), характеризуются регионально развитыми диопсидовыми мраморами и гнейсами, нередко гиперстенового, чарнокитового типа, разнообразными гранулитовыми, эклогитовыми породами. Эта стадия изменения пород может быть отнесена к позднему (глубинному) метаморфизму, а на древней поверхности Луны породы этой стадии, протекавшей в специфических (вакуумных, безгидросферных, приповерхностных) условиях, представлены лишенными кристаллизационной воды в минералах, а также трехвалентного железа пироксен-анортитовыми образованиями, имеющими абсолютный возраст 2,5—4,5 млрд. лет (Ходак, 1972).

Изменения пород в процессе регионального эпигенеза и метаморфизма проходят на фоне обеднения кислородом, а также дегазации. Проявлением этих процессов является «углекислое дыхание Земли», по А. В. Сидоренко (1973). Одновременно протекают обезвоживание и преобразование глинистого вещества: каолинитов и монтмориллонитов в гидрослюды и хлориты, а затем — в мусковиты, биотиты, амфиболы и пироксены. Скачки этих прогрессивных изменений пород отмечаются широким развитием хлоритов, далее биотитов, а еще далее — пироксенов, соответствующих началу глубинного эпигенеза, началу метаморфизма и началу глубинной стадии метаморфизма, а в лунных условиях широко проявленному, но неодновременному расплавлению твердого остова поверхности планетного тела (Ходак, 1972).

ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ ВЕЩЕСТВА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Теоретические предпосылки и природные наблюдения свидетельствуют о том, что природа факторов, определяющих и сопровождающих метаморфические преобразования, сама по себе неизбежно способствует миграции вещества. Региональный метаморфизм даже в областях моноциклического развития представляет собой эволюционизирующее явление, что обусловлено изменениями физико-химических условий во времени. Предполагается, что осадочные породы, прежде чем достигнуть определенной ступени изменения, проходят все промежуточные стадии преобразования, начиная с диагенеза. Степень изменения первичного состава осадков на этом прогрессивном пути развития оценить трудно. Сотрудниками ИГГД АН СССР проводились исследования зональных метаморфических комплексов с использованием методов

корреляционного анализа, которые показали, что метаморфизм прогрессивного этапа приближается к изохимическому. Однако при этом следует заметить, что методика подобных исследований пока не учитывает объемные эффекты, связанные как с метаморфическими реакциями, так и с характером деформационных процессов по мере перехода от зоны к зоне, что придает полученным результатам большую неопределенность. Снижение температуры и давления в ходе метаморфизма означает переход к регрессивному этапу, процессы которого при условии свободной фильтрации флюидов достаточно интенсивно преобразуют минеральные парагенезисы прогрессивного этапа. Именно регрессивный этап характеризуется широким развитием процессов метасоматоза, связанных с изменением режима щелочности при снижении температуры, в целом отвечающем закономерностям, выведенным Д. С. Коржинским для послемагматических процессов. Ряд компонентов переходит в подвижное состояние. Вариации в ряду подвижности, связанные как с изменением щелочных свойств флюида, так и влиянием исходного состава пород, создают условия для метаморфической дифференциации вещества осадков и возникновения большого числа минеральных парагенезисов, часть из которых формально отвечает составам некоторых групп осадков, а составы других не имеют аналогов среди известных осадочных образований.

Достижения современной структурной петрологии свидетельствуют о том, что метаморфические процессы протекают в стрессовом поле при напряженном состоянии твердого вещества. Большинство метаморфических пород представляют собой тектониты. Еще Е. Рикке было показано, что в условиях ориентированного давления величина давления, а следовательно, и химический потенциал вещества будут меняться от точки к точке, вызывая растворение в точках наибольшего давления и осаждение в точках наименьшей его величины. Действие этого принципа фиксируется в структуре метаморфической породы. Таким образом, даже при максимальном приближении к изохимической модели метаморфизма действие тектонических факторов вызывает миграцию вещества, масштаб которой соизмерим со средним размером кристаллических индивидов в породе.

В зонах крупных тектонических нарушений, особенно когда имеет место значительное горизонтальное перемещение масс горных пород, свидетельствующее о высоком флюидном давлении, длительно действующие сколовые напряжения реализуются в образовании плоско-параллельных текстур, развитие которых сопровождается дифференциацией вещества под влиянием существующих градиентов давления и химических потенциалов компонентов.

Таким образом, в процессе изменения физико-химических условий и под воздействием тектонических сил в метаморфизуемой породе всегда имеет место перемещение компонентов. Для литологических исследований крайне важно выбрать системы, приближающиеся к закрытым. Поэтому необходимо разрабатывать методы качественной и количественной оценки миграции вещества, соизмеряя при этом масштабы миграции и объем системы, степень закрытости которой оценивается. При отсутствии такого рода исследований дискуссия по поводу изохимичности или неизохимичности метаморфизма останется беспредметным спором.

ОСАДОЧНЫЕ ЭКВИВАЛЕНТЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ОСНОВНОГО СОСТАВА

Метаморфические первично осадочные породы основного состава (параамфиболиты, двупироксеновые сланцы и др.) являются широко распространенными образованиями среди докембрийских щитов и мас-

сивов (Сидоренко, Теняков и др., 1972). Их формирование происходило в течение значительного промежутка времени (более 3 млрд. лет) и естественно, что на протяжении этого времени типы и условия образования их значительно менялись. Однако восстановление условий докембрийского осадконакопления не может быть проведено без всестороннего сопоставления метаморфизованных отложений с их неметаморфизованными эквивалентами. Кроме того, отсутствие данных по реальным осадочным неметаморфизованным породам фанерозоя, которые могли бы превратиться в условиях изохимического метаморфизма в метаморфические породы основного состава, заставляет весьма осторожно относиться и к критериям различий пара- и ортоамфиболитов, двупироксеновых сланцев и т. п., основанных на петрохимических и геохимических особенностях этих пород (Leake, 1964).

Как показали исследования последних лет (Сидоренко, Теняков и др., 1968), среди осадочных пород существуют образования, близкие по своему химическому составу к метаморфическим породам основного состава. Это красноцветные и пестроцветные карбонатно-глинистые континентальные осадки, образовавшиеся в аридном климате и платформенных условиях.

Данная работа является опытом выявления и сравнительного анализа конкретных типов осадочных эквивалентов метаморфических пород основного состава. Цель ее — показать достаточно широкую распространенность подобного типа осадков в позднем докембрии и фанерозое, а также осветить некоторые особенности их вещественного состава и условий формирования.

Сопоставление составов метаморфизованных и неметаморфизованных пород основывается на предположении о сохранении или направленном изменении состава исходных пород при их преобразовании в метаморфизованные эквиваленты. Опыт изучения литологии метаморфических пород показывает, что при региональном метаморфизме мощных слоистых толщ не проявляется гомогенизация вещества. Каждая порода преобразуется в свой метаморфический аналог, поэтому основой для выявления и изучения осадочных эквивалентов может служить химический состав метаморфических пород. Исследование в этом направлении показало перспективность такого метода для расшифровки условий формирования древних метаморфических толщ (Сидоренко, Теняков и др., 1968).

Как показывает изучение, реальные осадочные эквиваленты метаморфических пород основного состава достаточно широко развиты по стратиграфическому разрезу от позднего докембрия до современных осадков и включают в себя комплекс смешанных карбонатно-глинистых и глинистых пород (табл. 12). Осадочные эквиваленты метаморфических пород основного состава среди слабометаморфизованных отложений позднего докембрия встречаются в миогеосинклинальных сидеритоносных формациях Кокчетавского докембрийского массива (анализ 1,4) и Бакало-Саткинского района Западного склона Южного Урала (анализ 2). Сходные по химизму образования в палеозойских отложениях изучены среди пермских красноцветов Русской платформы (анализ 3) 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. п.

Сравнительное изучение химизма рассматриваемых типов неметаморфизованных карбонатно-глинистых и глинистых осадочных пород, метаморфических и магматических пород основного состава, приведенных в табл. 12, позволяет утверждать, что в ряде случаев отмечается их изохимическое единство. Это единство иногда отмечается по всем

породообразующим окислам, а иногда лишь по некоторым, но встречающиеся незначительные отклонения не влияют на отнесение этих пород к единому типу. Это достаточно наглядно иллюстрируется также диаграммами химических составов, построенными по методу П. Ниггли (Четвериков, 1956), Н. А. Доморацкого (1964), Де Ля Роша (1972), А. Н. Заварицкого (1952) и др.

Таблица 12

Химический состав некоторых глинистых и карбонатно-глинистых отложений, магматических и метаморфических пород основного состава (вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	51,78	50,35	54,58	46,99	52,43	51,7	53,74	52,83	49,06	48,24	50,63	64,03
TiO_2	1,25	1,81	0,72	0,40	0,92	0,82	0,85	0,92	1,36	0,97	1,6	0,72
Al_2O_3	15,78	11,54	14,68	6,22	17,24	16,1	22,55	21,88	15,70	17,77	15,7	16,97
Fe_2O_3	11,15	4,08	4,02	4,66	5,52	7,51	10,62	11,85	5,38	3,16	3,6	7,13
FeO		13,54	2,06	8,29	2,11	3,16			6,37	5,96	7,8	
MnO	0,19	0,54	0,28	0,26	0,1	0,16	0,13	—	0,31	0,13	0,20	Н. о.
MgO	2,33	5,61	3,75	13,56	7,48	8,26	4,00	2,76	6,17	7,51	7,0	2,69
CaO	14,86	10,14	15,71	18,51	9,81	9,25	3,00	4,04	8,95	10,99	9,5	3,43
Na_2O	1,01	0,34	2,16	0,43	2,61	1,7	0,79	2,17	3,11	2,55	2,9	1,43
K_2O	1,59	1,92	1,90	0,94	3,03	2,04	4,06	2,96	1,52	0,89	1,1	3,60
P_2O_5	0,06	0,13	0,16	0,01	—	0,21	—	—	—	—	—	—
Количество анализов	7	5	6	1	4	1	7	8	—	—	—	—

Примечание. 1 — филлитовидные глинистые сланцы позднего докембрия (вендский комплекс Кокчетавского массива); 2 — то же, Бакало-Саткинский район Западного склона Южного Урала; 3 — глины сухонского горизонта Прикамья; 4 — филлитовидные глинистые сланцы шарыкской свиты позднего докембрия Кокчетавского массива; 5 — глины заунгузской свиты неогена Центральной Туркмении (Сидоренко, Теняков и др., 1968); 6 — глины сакмарского яруса нижней перми Предуралья (р. Юрюзань); 7 — глины майкопской свиты олигоцена (сегендыкский горизонт) Мангышлака; 8 — некоторые современные осадки; 9 — базальт, по Р. Дели (Четвериков, 1956); 10 — габбро, по Р. Дели (Четвериков, 1956); 11 — амфиболит (Полдерваарт, 1957); 12 — глины, среднее, кларк с поправками Мейсона (Виноградов, Ронов, 1956). Пересчитано на 100% без летучих компонентов (H_2O, CO_2 и др.).

На диаграммах П. Ниггли изученные карбонатно-глинистые осадки попадают в поле изверженных пород VII—IV сечения тетраэдра (рис. 12, анализы 1, 2, 4, 5, 6). Фигуративные точки ряда разновидностей глин (анализы 3, 7) проектируются в поле осадочных пород IX—II, VII—IV сечений тетраэдра. Фигуративные точки современных осадков (анализ 8) и средних составов глин по Кларку (анализ 12) располагаются на границе осадочных и изверженных пород.

Более того, расчеты, проведенные по методу П. Ниггли, показывают, что эти породы (анализы 1, 6) являются изохимичными габброидной и пироксен-габброидной группам магматических пород, а некоторые разновидности глинистых сланцев изохимичны пироксенитовой группе. Это подтверждается также и диаграммами, построенными по методу А. Н. Заварицкого (1952), на которых начальные точки векторов глинистых и карбонатно-глинистых пород частных анализов почти точно укладываются на вариационную кривую магматических пород основного и ультраосновного состава. По положению на диаграмме особое место занимают лишь векторы глин современных осадков, которые в силу своей специфичности дают широкий диапазон колебаний составов и занимают разрозненные участки.

На диаграммах химического состава Н. А. Доморацкого (рис. 13), разработанных с целью определения первичной природы метаморфических пород с учетом дифференциальной подвижности компонентов при магматических и метаморфических процессах (Коржинский, 1953, 1957), фигуративные точки ряда разновидностей изученных глинистых пород (см. табл. 12, анализы 2, 4, 6) располагаются исключительно

в поле магматических пород основного и ультраосновного состава. Аналогично располагаются и фигуративные точки базальта, габбро и амфиболита (анализы 9, 10, 11).

Фигуративные точки других разновидностей глинистых пород (анализы 5, 7, 8) на диаграмме I расположились в поле магматических пород, на диаграмме II в поле неопределенности, на диаграмме III — в поле неопределенности (анализы 7, 8) и в поле магматических пород основного состава. При расшифровке при помощи указанных

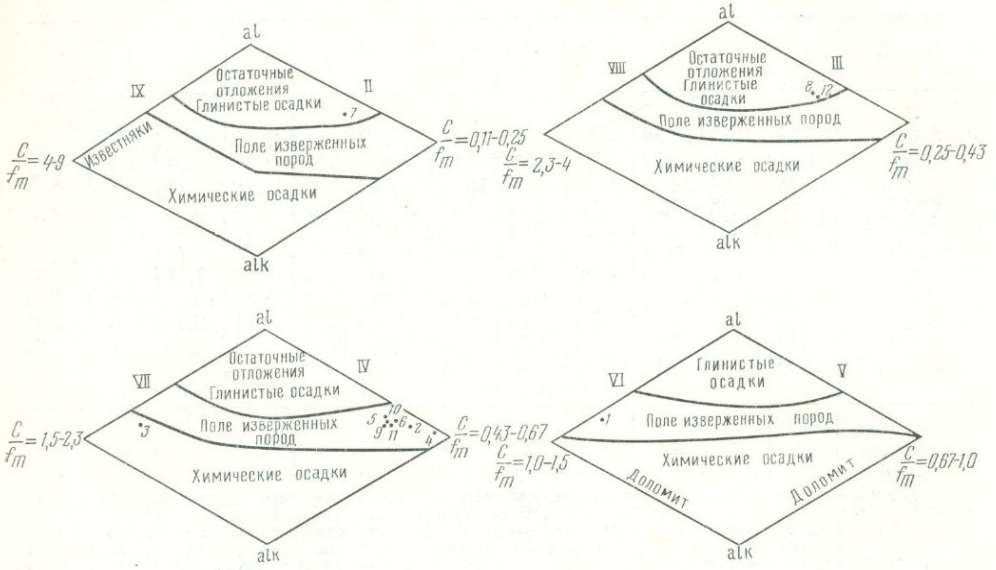


Рис. 12. Положение фигуративных точек некоторых разновидностей глинистых пород, амфиболитов, базальтов и габбро на развернутых сечениях тетраэдра П. Ниггли. Номера фигуративных точек соответствуют номерам средних анализов пород, приведенных в табл. 12

диаграмм природы метаморфических пород изохимичных аналогичным глинистым породам, природа таких пород будет ошибочно определена как магматическая.

Фигуративные точки лишь некоторых разновидностей глинистых пород (анализы 3, 12) лежат в поле магматических пород или в поле неопределенности, или в поле осадочных пород и, следовательно, вопрос о природе метаморфических пород не решается определенно.

При построении диаграмм Де Ля Роша (рис. 14) 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, 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.

При нанесении результатов анализов глинистых и глинисто-карбонатных пород (см. табл. 12) оказалось, что в выделенную область распространения амфиболитов и гранатовых амфиболитов попадает большая часть исследуемых пород (анализы 1, 2, 3, 5, 6). Более того, ряд фигуративных точек (анализы 1, 2, 5, 6) на предложенной диаграмме попадают в поле максимальной концентрации основных изверженных пород (см. рис. 14, поле II), а фигуративная точка филлитовидных глинистых сланцев позднего докембрия Кокчетавского массива (анализ 4) ложится в поле ультраосновного состава. Естественно, что при-

рода метаморфических пород, изохимичных рассматриваемым глинистым породам, будет также ошибочно определена как магматическая.

Анализ показывает, что изученные отложения при метаморфизме могут быть преобразованы в метаморфические породы основного состава, например, в амфиболиты или в двупироксеновые кристаллические сланцы, что подтверждается и пересчетами их химического состава на минеральный состав амфиболитовой и гранулитовой фаций, произведенный О. М. Розеном (1974).

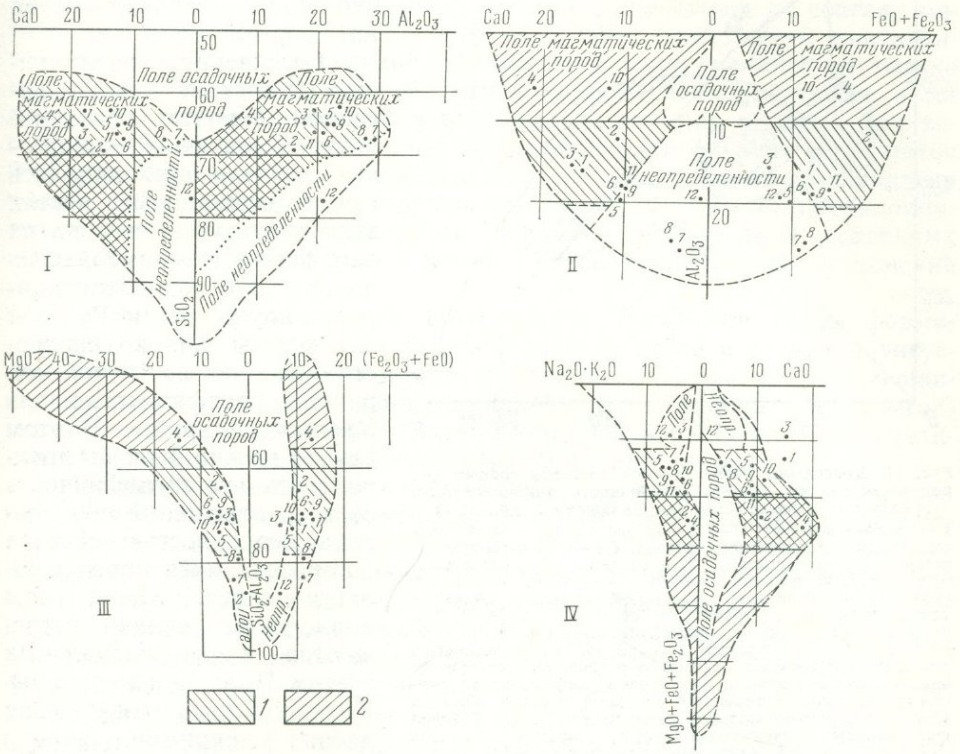


Рис. 13. Диаграммы соотношения петрогенных окислов (по Доморацкому, 1964, упрощено) в некоторых разновидностях глинистых пород, амфиболитах, базальтах и габбро

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

Таким образом, 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.

Как показывают наблюдения, осадочные отложения, объединяемые по принципу сходства химического состава с основными магматическими и метаморфическими породами, приурочены к различным геологическим структурам: платформам, краевым прогибам и миогеосинклиналям, т. е. к таким структурам, в пределах которых вулканизм не был проявлен, а если и имел место, то его продукты не оказали существенного влияния на формирование состава интересующих нас отложений. Вместе с тем можно полагать, что в структурах с эвгеосинклинальным режимом развития за счет накопления продуктов вулканизма осадочные образования получили более широкое распространение, но такие отложения нами из рассмотрения были исключены.

Как указывалось выше, в отложениях позднего докембрия рассматриваемые осадочные породы формировались преимущественно

в структурах с миогеосинклинальным режимом развития. Формирование осадочных эквивалентов в более поздних эпохах происходило в типично платформенных условиях. Таков характер накопления глинистых осадков татарского яруса в пределах Русской платформы, осадков заунгузской свиты неогена Центральной Туркмении и др. Накопление осадков олигоцена Мангышлака происходило в пределах так называемой Терско-Каспийской краевой впадины, заложенной в юрское время на широкой площади эпигерцинской платформы.

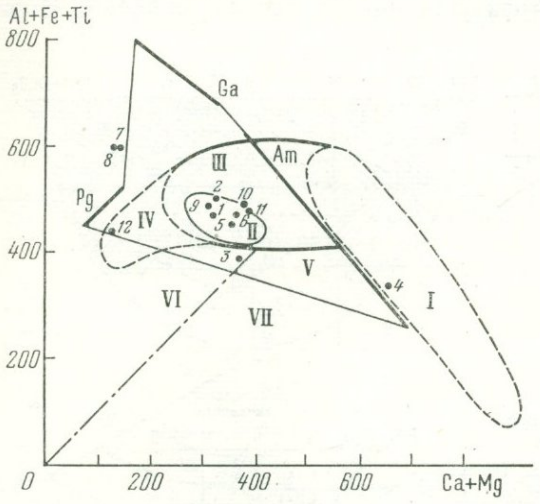


Рис. 14. Диаграмма распределения составов горных пород относительно области устойчивости амфиболитов и гранатовых амфиболитов (по Балашову и др., 1972)

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), известковистых 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). Номера фигуративных точек соответствуют номерам анализов пород, приведенных в табл. 12

Отложения, изохимичные по составу метаморфическим породам основного ряда, в пределах конкретных структур накапливались как в центральных частях этих структур, так и по их периферии. Например, красноцветные отложения татарского яруса перми Русской платформы широко распространены по восточной окраине платформы, вдоль Уральского хребта. В этом случае можно было бы предполагать, что специфичность состава отложений обусловлена особенностью состава размывающихся пород в области сноса. Между тем аналогичные осадки встречаются и в центральных частях Русской платформы. Красноцветные отложения девона, например, широко развиты в центральной и западной ее частях. Известно, что в моменты накопления этих отложений области сноса были удалены на многие сотни километров от областей седиментации и, следовательно, допустить, что состав этих осадков мог быть определен лишь составом размывающихся пород области сноса, с полной уверенностью нельзя. Таким образом, напрашивается вывод, что формирование осадочных эквивалентов изохимичных по составу метаморфическим породам основного ряда не зависит ни от их структурной позиции, ни от положения внутри этих структур.

Выяснить первичную природу метаморфических пород, а тем более палеогеографические и фациальные условия их накопления — задача чрезвычайно сложная. Это связано, во-первых с тем, что глубокие метаморфические преобразования пород почти нацело уничтожили первично осадочные их признаки, с помощью которых реставрируются условия формирования. Во-вторых, древнейшие отложения приурочены к глубоко размытым складчатым сооружениям, имеют небольшие выходы или погружены на недоступную для наблюдения глубину. Все это затрудняет палеогеографические и фациальные реконструкции и лишает наши построения той достоверности, с которой они могут быть проведены для более молодых отложений фанерозоя.

К решению задачи реконструкции палеогеографических и фациальных условий формирования осадков следует, очевидно, подходить

с помощью осадочных эквивалентов. Выяснив условия формирования осадочных эквивалентов в неметаморфизованных отложениях фанерозоя, можно будет попытаться найти аналогичные формационно-фациальные образы и среди древнейших глубоко метаморфизованных толщ.

Исследуемые осадочные эквиваленты по условиям формирования можно разделить на континентальные и морские отложения. При этом следует отметить, что механизм накопления тех и других принципиально различен. В первом случае накопление глинистых осадков происходит в континентальных условиях, когда климат был аридным и субаридным. Глинистые осадки, сформированные в континентальных условиях, являются, как правило, полностью изохимичными по составу метаморфическим породам основного ряда. Эта особенность континентальных глинистых отложений аридного климата касается не только их общей повышенной железистости и карбонатности, но также и соотношения щелочей — натрий в них преобладает над калием. Для вещественного состава этих пород характерно присутствие карбонатов и гидроокислов железа. Глинистая составляющая обычно представлена фазой смешанно-слоистых минералов гидрослюдисто-монтмориллонитового состава и палыгорскитом. Примером этого типа осадочных эквивалентов являются глины перми Русской платформы (сухонский горизонт).

Глины заунгузской свиты Центральной Туркмении также формировались в континентальных условиях. Присутствие в глинах заунгузской свиты специфического комплекса глинистых минералов — смешанно-слоистых образований (монтмориллонит+гидрослюда) и палыгорскита — является признаком (Зхус, 1966), подтверждающим их континентальное происхождение в условиях аридного климата.

Подобный комплекс минералов зафиксирован почти во всех глинистых красноцветных отложениях, которые частично могут рассматриваться как осадочные эквиваленты метаморфических пород основного состава. Эти сопоставления позволяют сделать вывод о том, что часть осадков, послуживших основой для образования первично осадочных метаморфических пород основного состава, формировалась в континентальных условиях аридного или близкого к таковому литогенеза. По всей вероятности, в подобных условиях шло накопление осадков и свиты хизо-вара протерозоя Северной Карелии. В составе свиты отмечаются параамфиболиты в парагенной ассоциации с гранат-биотитовыми, гранат-ставролитовыми и кианитовыми сланцами, образовавшимися в результате накопления и последующего метаморфизма континентальных продуктов кор выветривания.

В том случае, когда накопление осадков происходит в условиях морских бассейнов, состав этих осадков также близок к составу метаморфических пород основного ряда, хотя некоторые отличия все же намечаются. Это, прежде всего, соотношение щелочей — калий в них всегда или почти всегда преобладает над натрием. Остальные же компоненты отложений — железистость, карбонатность и т. п. имеют те же параметры, что и в метаморфических породах основного ряда. Исследование вещественного состава глинистых пород этого типа показывает, что они, помимо терригенных частиц (кварц, полевой шпат, плагиоклаз, эпидот, цоизит, амфибол, циркон и др.), включают гидрослюды с примесью монтмориллонита и каолинита, меняющихся в количественном соотношении. Значительные колебания содержаний гидрослюды и монтмориллонита в породе обусловливают взаимные переходы от существенно гидрослюдистых к гидрослюдисто-монтмориллонитовым глинам.

Рассмотрим кратко условия накопления осадочных эквивалентов в морских бассейнах. В позднем докембрии, например, в пределах Кокчетавского массива происходило накопление глинистых слоев среди

сидеритоносных отложений, являющихся осадочными эквивалентами метаморфических пород основного состава. Накопление сидеритоносных осадков осуществлялось в условиях субаридного климата в весьма специфической палеогеографической и геохимической обстановке мелководной части шельфа. Общая пенепленизация области сноса и спокойный тектонический режим в течение длительного промежутка времени предопределили и незначительный снос разбавляющего терригенного материала. Главную роль играли процессы био- и хемоседиментации, в которых решающим фактором осаждения и накопления карбонатов железа и кремнезема служила геохимическая среда бассейна, характеризовавшаяся обилием фитопланктона и водорослей. Колебательные движения дна бассейна обусловили накопление ритмично чередующихся слойков карбонатов железа, углеродистых сульфидсодержащих кремнисто-глинистых или кремнистых сланцев.

Условия формирования сидеритоносных отложений Западного склона Южного Урала аналогичны таковым Кокчетавского докембрийского массива. Они охарактеризованы в работах М. И. Гараня (1938, 1946, 1959), Д. В. Наливкина (1956) и др. и интерпретируются как мелководно-морские и лагунные отложения эпиконтинентального моря. Другим примером осадочных эквивалентов являются карбонатно-глинистые осадки флиша верхнего палеозоя Западного склона Южного Урала (см. табл. 12, анализ 6), изохимичные по составу метаморфическим породам основного состава. Мощность этих отложений достигает 850 м при общей мощности разреза около 3000 м. В нижней части разреза флишевых отложений отдельные микроритмы имеют трехчленное строение. В основании микроритма залегают мелкозернистые песчаники, выше — глинистые алевролиты, венчается разрез глинистыми осадками. Глины верхнепалеозойского флиша по химическому составу близки к амфиболитам. В верхней части разреза эти осадки сменяются флишоидными карбонатными отложениями. По Б. М. Келлеру (1949), формирование флишевых отложений Западного склона Урала происходило в краевом прогибе, образовавшемся на «платформенном фундаменте» при интенсивном прогибании, сопровождавшемся ростом прилегающих поднятий.

Сравнительное изучение метаморфизованных флишевых толщ докембрия показывает, что для них характерны сходные парагенезы как по химическому составу пород, так и по ритмичности и общему облику разрезов.

Так, например, в нижнепротерозойских отложениях парандовсковой серии Северной Карелии, встречаются параамфиболиты, характер ритмичности которых соотносим со строением в нижней части разреза палеозойского флиша. Характер чередования карбонатно-терригенных отложений свиты хирвинаволок (нижний протерозой Северной Карелии) отвечает как флишевому, так и флишоидному типу ритмичности. В связи с этим важно отметить, что близость химического состава пород, слагающих элементы микроритмов сравниваемых разрезов, и аналогичный характер ритмичности, могут до известной степени указывать на близость условий формирования этих осадков (Горбачев, 1971). Таким образом, по-видимому, несмотря на различие возрастных данных существует общность в условиях формирования флишевых отложений и изохимичных им по составу метаморфических пород основного ряда.

Подводя итог сравнительному анализу осадочных пород и сопоставляемых с ними метаморфических пород основного состава, следует отметить, что осадочные эквиваленты до- и послепалеозойского возраста представляют собой специфический литологический тип отложений. Они выявлены среди континентальных красноцветных, флишоидных, сидеритоносных и некоторых других отложений широкого возра-

стного диапазона от позднего докембрия до кайнозоя, формировавшихся как в платформенных, так в миогеосинклинальных условиях. Например, сопоставление химического состава (усредненные данные) осадочных пород со средним составом амфиболитов показывает, что в целом эти типы весьма сходны. Отмечаются как случаи полного тождества, так и определенные расхождения, которые связаны, главным образом, с некоторым избытком в осадочных породах алюминия и калия. Наряду с этим существует вполне определенное подобие в геологическом положении и формационном облике седиментогенных метаморфических пород основного состава и их осадочных эквивалентов.

Более широкое рассмотрение этого круга вопросов показывает, что изучение осадочных эквивалентов метаморфических пород представляет собой самостоятельную проблему литологии докембрия. Тщательное и детальное сопоставление различных типов метаморфических пород с их осадочными эквивалентами в геологической и палеоклиматической ситуации, по существу, является доказательным методом восстановления условий осадконакопления в докембрии.

К ВОПРОСУ О ГЕОХИМИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ АЛЕВРИТОВЫХ И ПСАММИТОВЫХ СИЛИКАТНЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ИХ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ АНАЛОГОВ

Разработка геохимической классификации осадочных и метаосадочных пород имеет значение как для решения общих литологических задач, так и для исследований осадочной геологии докембрия и приложения результатов этих исследований к практике геологоразведочных работ (Сидоренко, 1970 а, б). Основными предпосылками для применения такой классификации к метаморфическим аналогам осадочных пород являются известные положения о сохранности состава осадков при региональном метаморфизме (например, Хильтова и др., 1972) и о принципиальном сходстве процессов выветривания и седиментации в докембрии и фанерозое (Сидоренко, Теняков и др., 1973).

Рассмотрение существующих классификаций осадочных пород (Крашенинников, 1968; Логвиненко, 1967; Швецов, 1958; Рухин, 1961; Pettijohn, 1949; Шутов и др., 1972) показывает, что в настоящее время систематика осадочных пород на основе их химизма находится лишь в начальной стадии развития. В то же время химизм осадков остается единственной информативной характеристикой, позволяющей сопоставлять их с метаморфизованными образованиями. Представляется необходимым создание геохимической классификации осадков и их метаморфизованных аналогов.

Нами предлагается следующий иерархический ряд подразделений: тип—класс—группа—подгруппа—вид—разновидность. При этом тип определяется наиболее общими особенностями химизма, класс — механизмом переноса и накопления вещества, а более низкие подразделения — минеральной и геохимической спецификой пород.

Для геохимического подразделения осадочных пород, начиная с уровня групп, целесообразно использование информативных параметров состава, характеризующих содержание или соотношение содержаний компонентов и отражающих существо процессов выветривания и седиментации. Применительно к рассматриваемым обломочным глиноземисто-силикатным образованиям в качестве основных параметров состава нами предлагаются основность, частная глиноземистость и соотношение щелочей, рассчитываемые в молекулярных количествах. Особенности классификации и расчета изложены ранее (Предовский, 1970). Примеры состава типичных обломочных глиноземисто-силикатных осадков приведены в табл. 13. Среди аркозов по составу полевош-

патовой части могут быть выделены породы двух линий — калишпатовые и плагиоклазовые. Для плагиоаркозов, например, содержание окиси натрия может достигать 3,5%, окиси калия — снижаться до 0,4%, а величина параметра K (разность количеств кали и натра) уменьшается до — 40. Граница между кварцевыми и полевошпат-кварцевыми обломочными породами, по-видимому, может быть проведена на уровне содержания окиси натрия около 0,8—0,9%.

Таблица 13

Некоторые типичные примеры химического состава глиноземисто-силикатных пород класса алевритов и псаммитов (вес. %)

Компоненты	Кварцевые псаммиты	Полевошпат-кварцевые псаммиты	Аркозы	Субграувакки	Граувакки	Мелановакки
SiO_2	96,90	92,00	75,50	70,75	64,20	59,52
TiO_2	0,06	0,30	—	0,64	0,50	1,13
Al_2O_3	1,71	3,98	11,40	13,92	14,10	11,09
Fe_2O_3	0,44	1,08	2,40	1,64	1,00	2,04
FeO	—	—	—	2,39	4,20	7,18
MnO	—	—	0,20	0,05	0,10	0,10
MgO	0,07	0,56	0,10	1,22	2,90	7,32
CaO	0,49	0,53	1,60	1,39	3,50	2,15
Na_2O	0,37	1,10	2,00	3,61	3,40	2,96
K_2O	0,47	0,47	5,60	2,74	2,00	0,26
P_2O_5	—	—	—	0,15	0,10	—
CO_2	—	—	—	0,24	1,60	1,10
H_2O^+	—	1,31	0,60	0,16	2,10	—
H_2O^-	—	—	—	—	0,10	0,04
$S_{общ}$	—	—	—	Сл.	—	0,03
Сумма			99,80	100,29	100,00	99,50
Основные параметры состава						
F	0,002	0,010	0,014	0,062	0,127	0,290
A	—3	+7	+1	+29	+36	+54
K	—1	—13	+27	—29	—34	—44

Относительно минерального состава различающихся по основности групп класса алевритов и псаммитов необходимо отметить следующее. Содержание кварца в обломочной части пород группы собственно кварцевых составляет от 65 до 95% по объему. В полевошпат-кварцевой и аркозовой группах содержание кварца меняется в пределах 35—65%, а полевых шпатов от 25 до 60%. Необходимо допускать и существование аркозов, состоящих из обломков кислых пород. В таком случае аркозы можно именовать лититовыми. В субграувакках и граувакках повышается роль обломков пород среднего и основного состава (10—50%) и глинистого цемента (10—50%). Содержание обломочного кварца снижается до 5—50%, а полевых шпатов — до 5—40%.

По основности среди рассматриваемого типа пород могут быть выделены породы ультракислые (кварцевые и полевошпат-кварцевые), кислые (аркозы и субграувакки), средние (граувакки) и основные (мелановакки). Ультраосновные осадки данного класса крайне редки.

Разделение групп рассматриваемого класса пород на подгруппы может быть произведено по величине частной глиноземистости*. Изменение частной глиноземистости позволяет выделить среди пород каждой группы ряд подгрупп от туффитов (наименьшая величина A) до обычных алевритов и псаммитов и далее — до глинистых пород.

* Параметр A — разность между количеством глинозема и суммой извести и щелочей; количество извести уменьшено на величину, соответствующую ее доле, входящей в карбонаты.

Граница с глинами обычной основности (А от 0,040 до 0,300) проводится нами на уровне значения А=+70. Например, среди группы граувакк могут быть выделены средние туффиты (А от —10 и приближенно до —5), туффитовые граувакки (А от —5 до +10), обычные граувакки (А от +10 до +50) и глинистые или высокоглинистые граувакки (А от +50 до +70), последние с повышенным против нормы количеством глинистого цемента и постепенно переходящие в граувакковые (песчанистые) глины и собственно глины. Химический состав туффитов, туффитовых и глинистых граувакк приведен в табл. 14. Разновидности могут выделяться в зависимости от состава и характера примесей.

Таблица 14

Химический состав пород ряда туффит — глинистая грауваккa (вес. %)

Компоненты	Туффит средний	Туффитовая грауваккa	Глинистая грауваккa
SiO_2	58,64	63,42	69,39
TiO_2	0,70	0,44	0,90
Al_2O_3	10,02	12,80	13,52
Fe_2O_3	2,47	1,63	1,22
FeO	6,92	4,38	5,14
MnO	0,09	0,10	0,06
MgO	2,94	3,16	2,65
CaO	6,94	4,55	0,88
Na_2O	2,14	3,90	0,91
K_2O	0,86	1,32	3,84
P_2O_5	—	—	—
CO_2	1,78	1,96	—
H_2O^+	2,14	0,06	1,57
H_2O^-	0,35	1,92	0,32
$S_{общ}$	—	0,05	—
Сумма	96,21	99,89	100,70
Основные параметры состава			
F	0,170	0,140	0,123
A	—28	+7	+61
K	—25	—49	+25

В заключение необходимо отметить, что для краткого количественного описания состава и классификационного разделения рассматриваемых нами пород, кроме параметров F, A и K, могут быть использованы такие, как содержание Al_2O_3, MgO, SiO_2, CaO, CO_2, сумма щелочей, железистость, степень окисления железа (Fe_2O_3/FeO) и содержание наиболее информативных микроэлементов — хрома, никеля, циркония, титана, т. е. всего около 15 параметров. Их применение позволит производить сопоставление пород разных районов, типов и возрастных уровней разрезов и внедрять оперативные методы математического анализа для оценки фациальной и формационной принадлежности отдельных разнообразных комплексов горных пород.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Изучение геохимических особенностей карбонатсодержащих комплексов восточной части Балтийского щита дает возможность получить ряд выводов, позволяющих подойти к пониманию некоторых условий их седиментации.

Была предпринята попытка выявить черты условий осадконакопления, используя закономерности распределения элементов в карбонатных породах архея (гранулитовый комплекс, белогубская свита) и нижнего протерозоя (кейвская, варзугская и сортавальская серии). Более 250 проб были проанализированы химическими и количественными спектральными методами в лабораториях ВИМСа и ИМГРЭ на содержание в них кальция, магния, стронция, бария, бора, меди, свинца, хрома, никеля, кобальта, марганца, молибдена, титана, ванадия и др. Математическая обработка геохимических данных осуществлялась на ЭВМ «Наири».

В процессе геохимического исследования установлено, что средние концентрации всех изученных элементов в метаморфизованных карбонатных породах докембрия восточной части Балтийского щита сопоставимы со средними данными по крупным геоструктурным зонам фанерозоя. Для большинства элементов получены близкие цифры концентраций, а для ряда элементов (стронций, барий, марганец, бор) значения тождественны. Такое совпадение концентраций элементов в карбонатных породах докембрия и фанерозоя позволяет считать правомочным применение геохимических методов, используемых при изучении постдокембрийских карбонатных отложений, для докембрийских карбонатных пород с целью восстановления условий их седиментации.

Рассмотрение состава изученных карбонатных пород и пересчеты химических анализов на вероятные минеральные составы неметаморфизованных осадочных аналогов по методам О. М. Розена (1970), А. А. Предовского (1970) и диаграмме А. Н. Неелова показали, что в процессе образования карбонатных отложений белогубской свиты гранулитового комплекса архея, сортавальской и варзугской серии нижнего протерозоя отлагались как доломитовые, так и кальцитовые разности карбонатных и глинисто-карбонатных пород, а в кейвской серии нижнего протерозоя — анкеритовые доломиты. В карбонатных породах изучавшихся комплексов по возрастным подразделениям установлены значительные колебания кальция, магния и кальций-магниевого отношения, которые связаны, по-видимому, с изменением условий их осадконакопления.

Концентрации таких элементов, как стронций, барий (соответственно 0,014—0,04% и 0,01—0,029%), и отношение стронция к барию (больше 1), позволяют предполагать, что карбонатные породы протерозоя осаждались в морских бассейнах с нормальной соленостью (табл. 15). Этот вывод сделан на основании того, что аналогичные содержания установлены в карбонатных породах, отлагавшихся в морских условиях в фанерозое (Noll, 1934; Катченков, 1959; Страхов, 1962 и др.). Карбонатные породы белогубской свиты гранулитового комплекса (содержание стронция — 0,079%, бария — 0,024%, Sr/Ba —3,27) осаждались, по-видимому, в бассейнах с повышенной соленостью, так как содержание этих элементов и их отношение приближаются к значениям, характерным для карбонатных пород палеозоя, образовавшихся в усыхающих лагунах аридных зон (Страхов, 1962 и др.). Повышенное содержание стронция (0,176%) в кальцитовых мраморах сортавальской серии может свидетельствовать о значительной роли органического вещества в процессе осаждения известняков.

Концентрации MnO в карбонатных породах кейвской и сортавальской серий нижнего протерозоя охватывают интервал от 0,02 до 0,05% (см. табл. 15). Такие содержания окиси марганца имеют карбонатные породы палеозоя, образовавшиеся в зонах аридного климата (Ронов, Ермишкина, 1959). Карбонатные отложения варзугской серии содержат MnO в количестве 0,117%, что сопоставимо со значениями MnO в карбонатных породах Русской платформы, отлагавшихся в условиях гумидного климата (Ронов, Ермишкина, 1959). Содержание MnO в

Таблица 15

Средние содержания элементов-примесей (в %) и параэлементных отношений в карбонатных породах восточной части Балтийского щита

Возраст, комплекс, свита, тип породы	Число проб	Рубидий	Фтор	Бор	Скандий	MnO	Стронций	Барий	Sr/Ba
Архей									
Гранулитовый комплекс									
Кальцитовые кальцифиры	11	0,0004	0,048	0,0013	0,0018	0,4	0,058	0,0197	3,3
Доломитовые кальцифиры	4	0,0029	0,1022	0,0015	0,0018	0,228	0,067	0,0202	3,0
Среднее	15	0,0015	0,069	0,0014	0,0018	0,32	0,062	0,0198	3,13
Нижний протерозой									
Кейвская серия									
Доломитовые мраморы и кальцифиры	5	0,0015	0,076	0,0045	0,0011	0,02	0,04	0,026	1,53
Сортавальская серия									
Доломитовые мраморы и кальцифиры	5	0,004	0,028	0,0025	0,0029	0,0185	0,037	0,029	1,3
Кальцитовые мраморы	5	0,001	0,036	0,0013	0,0005	0,0126	0,176	0,34	0,54
Среднее	10	0,0025	0,032	0,0019	0,0013	0,0158	—	—	—
Варзугская серия									
Кальцитовые мраморы и кальцифиры	16	0,0019	0,073	0,0031	0,0014	0,11	0,034	0,019	1,7
Доломитовые мраморы и кальцифиры	20	0,0022	0,051	0,0022	0,0015	0,075	0,033	0,019	1,7
Среднее	36	0,0021	0,061	0,0026	0,0014	0,089	0,033	0,019	1,7
Средний протерозой									
Онежская серия (ятулий)									
Доломитовые мраморы	5	Нет	0,044	0,0019	0,0009	0,041	0,014	0,011	1,3
Среднее по региональнометаморфизованным карбонатным породам восточной части Балтийского щита	71	0,00219	0,062	—	0,0018	0,136	0,0416	0,048	—
Карбонатные породы земной коры		0,0003	—	—	0,0004	—	0,061	0,001	—

кальцифирах гранулитового комплекса архея составляет 0,32%. Исходя из положения, выдвинутого А. Б. Роновым и А. И. Ермишкиной (1959), о преобладании выпадения марганца в карбонатных осадках в прибрежно-морских лагунных частях морей, можно считать, что образование карбонатных пород комплекса происходило в морских лагунах.

В карбонатных породах изучавшихся комплексов выявлено содержание бора, колеблющееся от 0,0013 до 0,0045% (см. табл. 15), что также характерно для карбонатов морского генезиса. Об отложении их в морском бассейне свидетельствует и изотопный состав углерода (табл. 16), так как значения δC^{13} имеют интервал колебаний от +0,13 до +0,91 (изотопный анализ изученных карбонатных пород проводился

в лабораториях масс-спектрометрии МИНХиГП под руководством Э. М. Галимова) и сопоставимы со значениями δC^{13} для морских карбонатных пород различного возраста (—0,07 до +2,62, Weber, 1967).

Среди описываемых серий выявляются оба главных типа распределения элементов — пестрый и контрастный (рис. 15). Распределение

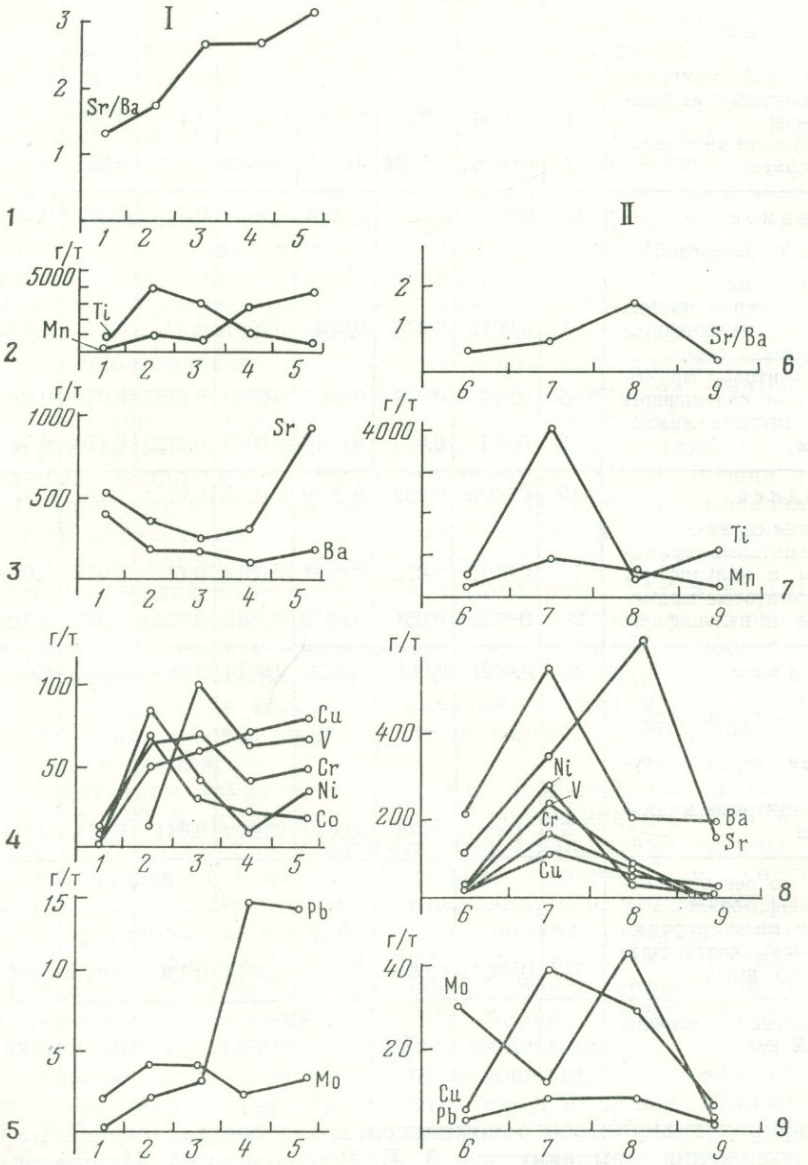


Рис. 15. Распределение элементов — примесей в карбонатных и связанных с ними в разрезе породах восточной части Балтийского щита

I — в породах белогубской свиты гранулитового комплекса (район Порьей Губы): 1 — кварциты, 2 — пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, 3 — гранат-пироксеновые кристаллические сланцы, 4 — диопсидовые кристаллические сланцы, 5 — кальцифиры; II — в породах варзугской серии; 6 — кварциты, 7 — хлоритовые сланцы, 8 — доломитовые мраморы, 9 — кальцитовые мраморы

элементов в породах белогубской свиты может быть отнесено к переходному типу без четко выраженных максимумов, что дает возможность предположить осаждение пород в аридной климатической зоне при плохо выраженной дифференциации осадочного материала и не-

Таблица 16

Изотопный состав углерода в некоторых карбонатных породах восточной части Балтийского щита

№ пробы	Порода	Возраст	Серия	δC^{13} (PDB)	Литературные источники
7ГБ—47	Доломитовый мрамор	Средний протерозой	Онежская	+0,91	Данные автора
6ПЗ—1/4	Доломитовый кальцифир	Ранний протерозой	Кейвская	+0,80	То же
7РБ—16	То же	То же	Сортавальская	+0,13	„ „

значительном развитии процессов выветривания пород областей денудации. Для кейвской серии нижнего протерозоя получено распределение элементов, характерное для пестрого типа. Большая пестрота в распределении элементов, максимум меди, ванадия, никеля в карбонатных породах указывают на то, что сортировка сносимого материала была весьма слабой, береговая линия бассейна седиментации находилась на незначительном отдалении, бассейн был мелководным с несколько повышенной соленостью. Это подтверждается также составом карбонатов, определенных как анкеритовые доломиты, отложение которых возможно в усыхающих лагунах, находящихся в аридной зоне. Графики поведения элементов, построенные для пород варзугской серии (см. рис. 15), показывают упорядоченный контрастный тип распределения. Это позволяет полагать, что в момент отложения осадков этой серии существовал бассейн нормальной солености, находившийся в условиях гумидного климата, с хорошо выраженной дифференциацией осадочного материала и химическим выветриванием пород областей сноса.

Использование коэффициентов парной корреляции элементов подтверждает сделанные выводы. Сравнение кларков-концентраций в карбонатных породах изученных комплексов с кларками-концентрациями в карбонатных отложениях типичных геоструктурных зон фанерозоя показывает, что они сопоставимы с кларками-концентрациями, характеризующими карбонатные осадки, отлагавшиеся в геосинклинальных условиях.

Таким образом, в результате проведенной работы установлено сходство в распределении элементов в карбонатных породах докембрия восточной части Балтийского щита и фанерозоя, что свидетельствует об отсутствии принципиальных различий в условиях карбонатонакопления докембрия и постдокембрия. Все выше перечисленные геохимические методы могут быть рекомендованы для восстановления условий седиментации карбонатных пород докембрия.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ

По своим геологическим свойствам сера относится к группе циклических элементов, для которых характерен постоянный круговорот в пределах земной коры, причем определенную роль в миграции элементов играет биосфера. Основной миграционный цикл серы связан с существованием океана. Общее количество серы, растворенной в океанических водах (около $1{,}2 \cdot 10^{15}$ г) соизмеримо с ее количеством, заключенном в породах земной коры. С материковым стоком в океан выносится ежегодно около $1{,}1 \cdot 10^{8}$ т серы. Это значит, что полный обмен

океанического сульфата происходит примерно за 10 млн. лет. Удаление серы из океанов идет двумя путями: испарительной концентрацией и садкой солей и бактериальной редукцией сульфатов. По интенсивности и масштабам своего проявления второй путь оказывается основным в круговороте серы. Восстановление сульфатов постоянно идет в донных осадках внутренних морей, на шельфах и континентальных склонах океанов, в толщах океанических вод на участках массовой гибели планктона. Масштабы этого процесса огромны. Ежесуточно бактерии перерабатывают около 1 млн. т сульфата, продуцируя при этом 300—350 т сероводорода. Вероятно большая часть этого сероводорода фиксируется в виде сульфидов железа, часть окисляется снова в толще воды, а часть попадает в атмосферу. В ходе этого циклического круговорота серы происходит разделение ее изотопов.

Напомним, что природная сера состоит из четырех стабильных изотопов S^{32}, S^{33}, S^{34} и S^{36}. Степень разделения изотопов в геохимических процессах пропорциональна разнице в их массах. Поэтому не имеет значения, какую из пар изотопов исследовать. С чисто технической точки зрения наиболее удобно измерять отношения S^{32}/S^{34}, причем измеряется не само отношение изотопов, а разница в отношениях S^{32}/S^{34} образца и какого-то эталона. Такие относительные измерения дают очень высокую точность. Разница в изотопном составе образца эталона выражается в величинах δS^{34}. Она показывает на сколько промилей концентрация тяжелого изотопа S^{34} в образце больше или меньше, чем в эталоне, где эта концентрация принимается за 1000‰. Если концентрация S^{34} в образце больше, чем в эталоне, образец считается утяжеленным и значение δS^{34} для него положительно. Наоборот, при меньшей концентрации S^{34} образец облегчен и это выражается отрицательным значением δS^{34}. В качестве эталона во всем мире используется сера метеоритного троилита, изотопный состав которой очень постоянен.

Специфичным и удивительно постоянным изотопным составом характеризуется сера океанического сульфата. Специальные исследования показали, что в любой точке Мирового океана изотопный состав серы близок к значению $\delta S^{34} = +20$. Эта особенность океанического сульфата может использоваться как важный признак условий осадкообразования на планете.

Постановка задачи. Использование изотопного состава серы для выяснения условий осадкообразования в прошлом основано на ряде допущений. Главное из них состоит в том, что в догеологическую стадию развития планеты изотопный состав серы был однороден и равен составу серы метеоритов. Это равносильно утверждению, что средний изотопный состав серы Земли равен составу серы метеоритного троилита. Очевидно, что этот постулат нельзя обосновать, основываясь на измеренных земных образцах, так как земная сера имеет сейчас очень широкие пределы вариаций изотопного состава. Любые попытки усреднить результаты измерений или опираться на измерения изотопного состава серы из наиболее глубинных пород всегда содержат элемент неопределенности и субъективизма. Все же изучение сульфидных включений в базальтовых силлах и в ультраосновных магматических породах обычно обнаруживает значения δS^{34}, близкие к нулевому.

Более фундаментальные сведения дает изучение метеоритов и лунных образцов. Как уже говорилось, в метеоритах всех классов изотопный состав серы строго постоянен. Такой же состав серы обнаружен в кристаллических породах Луны, и только в лунной пыли он оказывается сдвинутым в сторону обогащения S^{34} вплоть до $+8$. Четкая корреляция между размером частиц лунной пыли и утяжелением серы в ней позволяет говорить об изотопном фракционировании серы при ее испарении в момент ударного дробления пород. Кристаллические по-

роды Луны содержат серу исходного состава. В настоящее время нет фактов, которые противоречили бы представлениям о гомогенном «метеоритном» составе серы протопланетного вещества.

Другое допущение состоит в том, что единственной причиной существенного фракционирования изотопов серы оказывается перераспределение их между окисленными и восстановленными формами. Механизм такого перераспределения может быть различным, но направление изотопного разделения оказывается одним и тем же: в окисленных соединениях накапливается некоторый избыток тяжелого, а в восстановленных — легкого изотопов серы. Допущение это основано на данных многочисленных экспериментов и природных наблюдений. В последнее время появилась серия экспериментальных и теоретических работ, в которых было показано, что фракционирование изотопов серы происходит и между различными сульфидными фазами, но максимально возможное разделение при этом не превосходит нескольких промилей.

Наконец, третье допущение состоит в том, что изотопный состав серы океанического сульфата является функцией параметров циклического круговорота серы. Средний изотопный состав серы материкового стока можно принять равным +5. Сульфатная сера современного океана характеризуется значением $\delta S^{34} = +20$. Столь резкое утяжеление серы океанического сульфата связано с фракционированием изотопов в ходе сульфатредукции. При восстановлении сульфатов скорость восстановления иона $S^{32}O_4^{2-}$ несколько больше, чем $S^{34}O_4^{2-}$. В результате в сероводороде накапливается некоторый избыток легкого изотопа S^{32} по сравнению с исходным сульфатом. Степень изотопного фракционирования в этом процессе зависит от многих частных причин, и поэтому диагенетические сульфиды оказываются различными по изотопному составу серы. Даже в пределах отдельных сульфидных конкреций различия могут достигать десятков промилей, в то время как соседние конкреции, образующиеся, казалось бы, в совершенно аналогичных условиях, имеют относительно однородный состав серы. Можно сказать, что в каждой точке или и в каждый момент времени восстановление сульфатов сопровождается различным изотопным эффектом. В то же время за счет быстрого перемешивания масс океанических вод и общего огромного запаса сульфатов в них изотопный состав сульфатной серы оказывается однородным. Значение $\delta S^{34} = +20$ является суммарным результатом бесчисленного множества единичных актов сульфатредукции. Естественно предположить, что это среднее значение функционально связано с основными факторами круговорота серы. К числу их принадлежат такие глобальные факторы, как скорость материкового сноса, соленость океанической воды, суммарная скорость сульфатредукции, которая, в свою очередь, функционально связана с объемом общей биомассы планеты и составом земной атмосферы. Изменение в интенсивности факторов круговорота серы должно отразиться на среднем изотопном составе серы океанического сульфата.

Принятие перечисленных постулатов сразу же позволяет наметить направление изотопных исследований для решения вопроса об условиях осадконакопления в прошлые геологические эпохи.

Прежде всего, следует попытаться установить время, с которого началось на Земле фракционирование изотопов серы. Это время будет соответствовать времени становления кислородной атмосферы на Земле. Во-вторых, следует проследить за изменением изотопного состава серы океанического сульфата во времени, так как он отражает уровень развития биосферы, кислородной атмосферы и солевого состава океана, определяющих в значительной степени условия осадконакопления.

Разумеется, что работа в обоих этих направлениях чрезвычайно

сложна, особенно когда речь идет о докембрии, и полученные на сегодняшний день данные фрагментарны. Тем не менее на их основе удается сделать интересные, и как нам представляется, достаточно обоснованные выводы.

Изотопный состав серы океанического сульфата фанерозойских морей. Представление об изотопном составе серы древних морей можно получить, изучая состав серы эвапоритов. Было показано, что осаждение сульфатов при упаривании морской воды не сопровождается изотопным разделением. Это значит, что изотопный состав серы эвапоритовых толщ должен отражать состав серы исходного солеродного бассейна. Обычно предполагается, что сера солеродного бассейна имеет тот же изотопный состав, что и сера океанов соответствующего времени. Во многих случаях это, вероятно, так и есть, поскольку солевое питание солеродных бассейнов происходит за счет подтока океанических вод. Мыслимы, однако, условия, когда эти соотношения окажутся нарушенными. Вопрос этот подробно рассмотрен в другой работе автора (Виноградов, 1973), где приведены и соответствующие литературные ссылки.

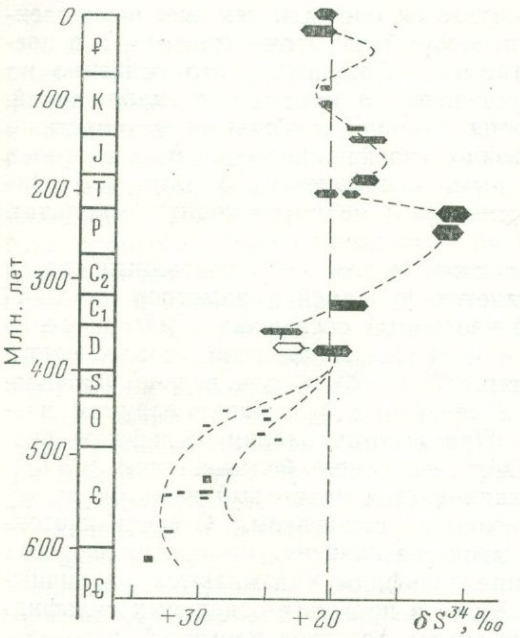


Рис. 16. Изменение изотопного состава серы эвапоритов во времени (по Nielsen, 1966)

На рис. 16 воспроизведен график изменения изотопного состава серы фанерозойских эвапоритов. Не рассматривая здесь возможные причины вариаций, отметим только следующие особенности изотопного состава серы древних эвапоритов. В течение фанерозоя отсутствуют направленные изменения в изотопном составе серы эвапоритов. На протяжении 600 млн. лет он колебался в некоторых сравнительно небольших пределах относительно среднего значения, характерного для сульфатов современных океанов. Это позволяет сделать вывод о принципиальной неизменности факторов круговорота серы и, следовательно, условий осадконакопления в фанерозойское время. Сделанный вывод находится в полном соответствии с имеющимися геологическими данными. Попробуем распространить его на более древние геологические эпохи.

Изотопный состав серы докембрийских образований. Изучение изотопного состава серы докембрийских осадочных толщ связано с целым рядом дополнительных трудностей. Далеко не всегда можно обосновать причины и время появления в глубоко метаморфизованных породах минералов серы. Прежде всего, это относится к сульфидам — наиболее обычным минералам серы в метаморфических толщах. Сульфиды в них могли возникнуть на любой стадии жизни породы: в ходе осадконакопления и раннего диагенеза осадков, катагенеза, метаморфизма и даже в послеметаморфическую стадию. Кроме того, изотопный состав сульфидной серы не является однозначным критерием условий его образования. В случае значительных отклонений изотопного состава сульфидной серы от метеоритного значения можно с уверен-

ностью говорить о существовании во время образования этих сульфидов окисленных соединений серы и, следовательно, развитой кислородной атмосферы. В случае нулевого значения δS^{34} сульфидной серы определенные выводы невозможны.

Сульфиды с таким составом нередко возникают в различных геологических обстановках и при условии развитой атмосферы и биосферы Земли. Более определенные данные можно извлечь при изучении сульфатной серы древних осадочных толщ. Были предприняты попытки разыскать древние сульфаты. Толчком к постановке этой работы явилось изучение изотопного состава серы в одном из образцов лазурита с Малобыстринского месторождения Южного Прибайкалья, который был предоставлен автору Ф. В. Чухровым. Изотопный состав серы лазурита приводил к столь далеко идущим выводам, что были организованы более подробные исследования докембрийских толщ Южного Прибайкалья, а затем Памира и Алдана. Характерным для всех трех районов является развитие мощных толщ карбонатных пород и зон флогопитизации (Южное Прибайкалье и Алдан) и лазуритообразование (Южное Прибайкалье, Памир).

Известно, что в процессе метасоматических преобразований пород, приводивших к формированию флогопитовых и лазуритовых месторождений, значительная роль принадлежит так называемым летучим компонентам, и в том числе сере. Сера входит нередко в состав таких метасоматических минералов, как апатит, скаполит, лазурит, причем в апатите и скаполите она находится в сульфатной форме, а в лазурите одновременно в сульфатной и сульфидной. Именно это обстоятельство и побудило заняться поисками первично осадочной серы в докембрийских седиментогенных породах.

Южное Прибайкалье, Слюдянка. Докембрийские породы Южного Прибайкалья относятся к Алдано-Слюдянскому комплексу и представлены гранитами, мигматитами, различными кристаллическими сланцами и мраморами. Роль мраморов и кальцифиров в разрезе очень велика. В районе Слюдянки их мощность превышает 500 м и достигает почти половины всей мощности развитых здесь метаморфических пород. Первично осадочное происхождение основной массы пород слюдянской свиты не вызывает сомнений. В контактово-реакционных зонах силикатных и карбонатных пород образуется ряд метасоматических минералов, содержащих в своем составе серу. Естественно предположить, что первично осадочные породы могли явиться источником многих компонентов метасоматических растворов, таких как хлор, сера, фтор, фосфор и др. Такое предположение было сделано и обосновано в работах многих исследователей — Д. С. Коржинского, Д. П. Сердюченко, Б. М. Гиммельфарба, М. С. Сахаровой и др.

Следует отметить, что сера здесь распространена довольно широко. Практически не было встречено ни одного образца апатита, собранного на различных рудниках Слюдянки, в котором отсутствовал бы сульфат. «Присутствие» сульфата означает, что его содержание в минерале не ниже 0,1%. Сульфатная сера обнаружена также в подавляющей массе обследованных скаполитов. Кроме того, сульфат содержится часто в кальцитах, широко распространенных в зонах контактового метасоматоза. Нередко в составе кальцита содержится сероводород, присутствие которого можно легко узнать по резкому запаху.

В районе Слюдянки было проведено также детальное опробование на содержание сульфатной серы толщи мраморов.

В левом борту р. Слюдянки в значительном удалении (до нескольких сотен метров) по разрезу от контактовых зон были произвольно выбраны участки опробования. Здесь же на месте проводилась качественная реакция на сульфат-ион. Опробованию подвергался каждый прослой в пределах выбранных участков. Общая длина профиля, счи-

тая вкрест простирания пород, составила 50 м, а общее количество определений около 200. В результате был выявлен ряд горизонтов карбонатных пород, в той или иной степени обогащенных сульфатной серой. Последующий анализ показал, что содержание серы в сульфатных горизонтах среди мраморов (кальцифиров) лежало в пределах 0,15—0,35%. Из двух образцов мраморов и из ряда произвольно выбранных минералов из метасоматических зон была выделена сера и выполнен ее изотопный анализ (табл. 17).

Таблица 17

Изотопный состав серы из метасоматических минералов и вмещающих пород района Слюдянки, Южное Прибайкалье

Характеристика образца	Число образцов	δS^{34}, ‰	
		от	до
Сульфатная сера			
из доломитовых мраморов	2	+22,3	+31,5
из метасоматических минералов			
кальцит	4	+23,8	+26,4
апатит	3	+23,1	+26,3
скаполит	6	+13,8	+27,8
Сульфидная сера			
сероводород в кальците	1	+9,4	
пирротин	1	+25,0	
сероводород из карбонатов (карьер Перевальный)	2	+15,9	+22,3

Полученные данные согласуются с представлением о первично осадочной природе сульфатной серы метаморфических пород. Именно такой состав серы свойствен сульфатам эвапоритовых отложений фанерозоя. Образцы сульфидной серы оказались почти в такой же степени обогащенными тяжелым изотопом, как и сульфаты. Это означает, что сульфидная сера образовалась за счет восстановления первично осадочных сульфатов. Отсутствие изотопного фракционирования при таком восстановлении может объясняться двумя причинами: либо восстановление шло при высоких температурах в ходе метаморфических преобразований пород, либо оно шло в условиях, когда восстановлению подвергалась большая часть наличного в зоне восстановления сульфата, может быть еще на стадии катагенеза пород. Широкий разброс изотопного состава сульфатной и сульфидной серы соответствует, скорее, второму случаю. Именно такие особенности в распределении изотопов серы обнаруживаются в фанерозойских эвапоритах, которые подвергаются (или подвергались) контактовому взаимодействию с нефтью или нефтяными водами.

Южное Прибайкалье, Малая Быстрая. С еще большей наглядностью вывод о первично осадочном сульфатном источнике серы метасоматических минералов следует из данных по лазуритовому месторождению Малая Быстрая. Месторождение приурочено к той же слюдянской свите алдано-слюдянского метаморфического комплекса. Материалы по этому месторождению с соответствующими литературными ссылками подробно рассмотрены в другой работе (Виноградов, Лицарев, 1972). Поэтому здесь будут только кратко отмечены некоторые геолого-геохимические особенности района месторождения.

Первой такой особенностью можно считать исключительную насыщенность карбонатных пород сероводородом. Она так велика, что над отвалами горных выработок стоит его ощутимый запах. Другая осо-

бенность заключается в обилии на месторождении самородной серы. Иногда она заполняет пустотки и трещинки в карбонатных и лазуритизированных породах, однако основная ее масса находится в виде тончайшей вкрапленности в карбонатах. Благодаря освещению (в пасмурную погоду) можно видеть желтоватые от присутствия пылевидной серы тонкие полосы, согласные с общей слоистостью пород. Еще одной особенностью месторождения является интенсивная графитизация пород. Графит образует четкие послойные, выдержанные по простиранию выделения. Часто он находится в ассоциации с пиритом.

Таким образом, в районе месторождения Малая Быстрая в составе докембрийских карбонатных пород отмечается четкий парагенезис графит — сульфид — самородная сера, который невольно вызывает ассоциацию с типичным парагенезисом серных руд в осадочных породах: нефть — гипс (ангидрит) — сероводород — сера. Былое существование в метаосадочных породах нефтеподобного вещества легко представить себе по обилию графита, а недостающий член этого ряда — гипс восстанавливается по присутствию сульфатсодержащих прослоев карбонатов.

Не менее яркими особенностями отличается изотопный состав серы месторождения (табл. 18). Сульфаты серы здесь, как во вмещающих доломитовых мраморах, так и в лазурите чрезвычайно резко обогащены тяжелым изотопом. Обычно такое обогащение характерно для остаточного сульфата, большая часть которого подвергалась низкотемпературному (бактериальному) восстановлению. Сульфаты с подобным изотопным составом серы характерны в частности для кэпроков соляных куполов, где осуществляется длительный контакт нефтей с обломками ангидритов. Сероводород и сульфиды металлов, которые возникают в этих условиях, также обогащаются тяжелым изотопом серы. Таким образом, картина распределения изотопов серы на Малобыстринском месторождении свидетельствует об образовании всех форм серы в дометаморфическую стадию жизни пород в ходе интенсивного бактериального восстановления первично осадочных сульфатов.

Таблица 18

Изотопный состав серы в породах и минералах Малобыстринского лазуритового месторождения

Характеристика образца	Число образцов	δS^{34}, ‰	
		от	до
Сульфатная сера			
Доломитовый мрамор	2	+42,3	+44,9
Лазурит	2	+48,6	+50,6
Сульфидная сера			
Лазурит	3	+15,5	+24,0
Сероводород в мраморах	6	+16,8	+36,6
Пирит	5	+32,4	+37,3
Самородная сера	4	+30,5	+34,2

В целом можно уверенно утверждать, что накопление осадочных пород слюдянской свиты происходило в условиях установившегося круговорота серы, т. е. в условиях существования развитой биосферы и кислородной атмосферы Земли. Можно утверждать также, что породы слюдянской серии были соленосны, и признаки их былой солености сохранились в виде повышенных концентраций сульфатов и зафиксированы в изотопном составе сульфидной и сульфатной серы.

Памир. На Юго-Западном Памире с докембрийскими (архейскими) образованиями горанской свиты связаны флогопитовые и лазуритовые месторождения Ляджвардаринское на территории СССР и Сары-Санг в Афганистане. Данные по изотопному составу серы в них приведены в табл. 19. Здесь, так же как и в Южном Прибайкалье, изотопный состав сульфатной серы в толщах доломитовых мраморов в стороне от зон оруденения и в метасоматических минералах совершенно идентичен и близок к составу серы «нормального» морского сульфата. Это говорит о первично осадочном происхождении сульфатов, причем их накопление происходило из морских бассейнов с установившимся круговоротом серы, т. е. в условиях, мало отличных от фанерозойских.

Таблица 19

Изотопный состав серы лазуритовых месторождений Юго-Западного Памира

Характеристика образца	Число образцов	δS^{34}, ‰	
		от	до
Ляджвардара			
Сульфатная сера			
Доломитовый мрамор	2	+16,4	+16,7
Лазурит	5	+15,3	+19,0
Сульфидная сера			
Лазурит	4	—9,0	—5,3
Пирротин	1	+9,4	
Сары-Санг			
Лазурит-сульфатная сера	1	+24,7	
Лазурит-сульфидная сера	1	+2,6	
Лазурит-пирит	1	+9,6	

Алдан. В пределах Алданского щита был изучен изотопный состав серы из районов флогопитовых месторождений, приуроченных к федоровской свите иенгрской серии. Это один из наиболее древних метаосадочных образований на территории страны. Возраст накопления иенгрской серии оценивается по данным разных авторов от 2,5 до 3,5 млрд. лет. Как и в описанных выше районах, карбонатные породы федоровской свиты Алдана оказались обогащенными сульфатной серой. Сульфатная сера часто встречается также в составе метасоматических минералов.

В породах федоровской свиты в бассейне р. Элькон и Ыллымах известны даже прямые находки ангидрита. «Ангидрит не обнаруживает прямой генетической связи с метаморфическими диопсидовыми породами р. Элькон и в качестве породообразующего минерала, широко, повидимому, распространен в некоторых горизонтах федоровской свиты» (Каргатьев, 1970). В 1968 г. при любезном содействии Г. Н. Пилипенко удалось собрать несколько образцов ангидритов в среднем течении р. Элькон, причем крайние точки сбора отстояли друг от друга почти на 60 км. Метасоматические породы иенгрской серии Алдана часто содержат повышенные количества хлора, который легко переходит в водные вытяжки (устное сообщение Э. С. Лисанова). Вероятно, за счет этого в пределах Алданского щита формируются сульфатно-хлоридно-кальциевые воды с минерализацией, достигающей 10 г/л. Два образца сульфатно-кальциевых вод были любезно предоставлены автору Э. С. Лисановым.

Данные по изотопному составу серы сведены в табл. 20. Два обстоятельства обращают на себя внимание. Во-первых, все проявления суль-

фатной серы на огромной территории опробования оказались идентичными по изотопному составу серы. Это относится к рассеянному сульфату в мраморах, к сере из апатитов и скаполитов из зон флогопитизации, к ангидриду из диопсидовых пород и к минерализованным подземным водам алданского щита. По-видимому, можно уверенно говорить о генетической связи всех этих проявлений сульфатной серы. Наиболее вероятным кажется предположение о первично осадочном накоплении сульфатных отложений, которые были впоследствии почти полностью уничтожены или преобразованы в ходе регионального метаморфизма пород и их метасоматических изменений.

Таблица 20

Изотопный состав серы из пород федоровской свиты Алдана

Характеристика образца	Число образцов	δS^{34}, ‰	
		от	до
Эмельджакская группа			
Сульфатная сера	6	+2,2	+7,8
Сульфидная сера	2	0,0	+1,0
Куранахская группа			
Сульфатная сера	5	+7,3	+10,2
Сульфидная сера	6	+0,1	+3,3
Эльконский район			
Сульфатная сера	9	+2,4	+7,4
Сульфат из воды	2	+0,3	+2,3

Другой важной особенностью изотопного состава сульфатной серы оказывается очень небольшое обогащение ее тяжелым изотопом. Нижний предел значений δS^{34} близок к метеоритному значению. Подобные значения δS^{34} сульфатной серы для большого региона вообще фиксируются впервые. Они не свойственны морским сульфатам с установившимся режимом круговорота серы. Вспомним, однако, что это одни из самых древних пород на Земле. И если исходный сульфат был сингенетичен породам, то он является самым древним сульфатом, который был обнаружен на Земле. Первый сульфат, который возникал при становлении кислородной атмосферы, не мог значительно отличаться по изотопному составу серы от исходных сульфидов, и требовалось какое-то время, чтобы установился динамический круговорот серы в системе материк — океан — живое вещество.

Можно полагать, что сульфатная сера из пород федоровской свиты Алдана является первым сульфатом, возникшим на Земле в значительных количествах. Его появление в разрезе осадочных пород в ассоциации с доломитами говорит о том, что соленость морской воды (и состав солей) была уже близкой к современной. Обилие сульфатов предполагает существование развитой кислородной атмосферы и, следовательно, биосферы. Однако динамический режим круговорота серы еще не установился, и, по-видимому, время образования пород федоровской свиты близко к нижней временной границе формирования биосферы и кислородной атмосферы Земли. Недавно были опубликованы данные (Perry et al., 1971) по изотопному составу серы баритов из отложений системы Свазиленд в Южной Африке. По мнению авторов, бариты имеют первично осадочное происхождение. Изотопный состав серы в них лежал в пределах значений δS^{34} 3—4. Возраст отложений пород системы Свазиленд превышает 3 млрд. лет.

Вывод о вероятной нижней границе возраста кислородной атмосферы был впервые сделан по данным изучения изотопного состава серы месторождения Таежное (Виноградов и др., 1969). Оно относится к

группе железорудных месторождений Алдана и тоже приурочено к породам федоровской свиты. Существует мнение, что железорудные месторождения лежат несколько выше по разрезу, чем собственно флогопитовые. Может быть с этим обстоятельством связан большой разброс данных по изотопному составу серы на Таежном месторождении (табл. 21).

Таблица 21

Изотопный состав серы месторождения Таежного

Минерал	δS^{34}, ‰ (частные определения)
Ангидрит	+10,4; +16,2
Скаполит	—1,3; +3,1; +20,0
Апатит	+6,0; +6,6
Барит	+11,1
Пирит (и пирротин)	+4,3; +4,3; +4,3; +6,4; +6,6; +7,2; +9,6; +23,7

Сульфатная сера здесь встречается как с нулевыми значениями δS^{34}, так и со значением около +20, т. е. с нормальным «морским» составом. Это дает основание полагать, что установление динамического круговорота серы и соответственно развитие кислородной атмосферы и биосферы на Земле произошло очень рано, возможно еще в архее, и с тех пор эта сложная природная система находится в динамическом равновесии. Это подтверждает взгляды В. И. Вернадского о том, что после возникновения жизни «...планета должна быть заселена с геологической точки зрения почти мгновенно в масштабе геологического времени, каковы бы ни были организмы», и что «...общее количество свободного кислорода на Земле приблизительно постоянно и, вероятно, пребывало таковым в течение всего геологического времени» (Вернадский, 1965).

Приведенный выше материал и выводы, которые основаны на нем, если признать их правомерными, приводят к важным теоретическим следствиям. Рассмотрим некоторые из них.

1. Почти во всех случаях изотопный состав серы в пределах отдельных месторождений или небольших точек опробования не остается постоянным, но варьирует в тех или иных пределах, причем вариации эти нельзя объяснить изотопным фракционированием серы в метасоматическом или гидротермальном процессе. Обычно сера заимствуется с тем изотопным составом, который был подготовлен в породе до стадии ее метаморфизма, и в процессе метаморфизма даже не происходит усреднения изотопного состава серы. Это особенно четко проявлено на месторождении Малая Быстрая, где сохранились даже погоризонтные различия в изотопном составе серы, унаследованные со времени катагенетических преобразований пород. На рис. 17 приведена фотография слоистого доломитового мрамора, взятого в карьере Малобыстринского месторождения. Максимальный поперечный размер образца около 10 см. Мрамор сильно обогащен сероводородом, который содержится в нем в виде пузырьковых включений. Сероводород, выделенный из этого образца из трех слоев карбоната, оказался совершенно различным по изотопному составу серы. Точно также сульфатной серой оказываются обогащенными только отдельные горизонты разреза карбонатных пород, а граничащие с ними — безсульфатны. Эти и другие факты приводят, казалось бы, к парадоксальному выводу. Миграция и перемешивание вещества (даже газа) чрезвычайно затруднены при метаморфизме карбонатных пород. Наоборот, они, видимо, являются ловушками для

некоторых элементов и соединений и наследуют таким образом важные геохимические черты исходной осадочной породы.

По-видимому, этот вывод может быть распространен и на другие типы пород. Так, например, в метаморфических породах Австралии, с которыми связано свинцово-цинковое оруденение стратиформного типа (Брокен-Хилл, Маунт-Айза и др.), отдельные месторождения и даже рудные горизонты в пределах одного месторождения содержат сульфиды со своим специфическим изотопным составом серы. Значит, в ходе метаморфизма пород и руд не происходило заметного перемещения рудного вещества. Эти примеры можно было бы умножить. Тем не менее они не могут, конечно, служить доказательством полной пассивности вещества пород во всех случаях их метаморфизма.

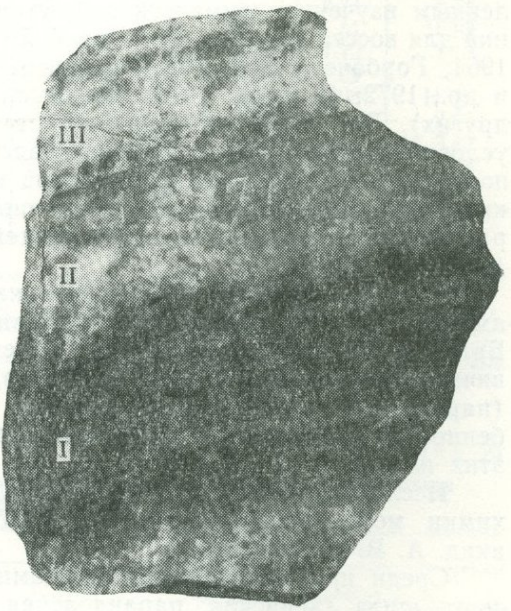


Рис. 17. Образец слоистого доломитового мрамора с месторождения Малая Быстрая. Изотопный состав разных форм серы по зонам (I—III) равен: I — +19,0(H_2S); II — +16,8(H_2S), +34,1(FeS_2); III — +28,9(H_2S), +36,0(FeS_2), +34,2(S^0)

2. Неизменность состава атмосферы и солевого состава океанической воды, начиная с архея, нельзя согласовать с представлениями о постоянном выносе новых порций летучих с вулканическими извержениями из подкоровых частей планеты. Но ведь вынос огромных количеств хлористого водорода, сернистого газа, сероводорода и других газов можно непосредственно наблюдать на современных вулканах, и нет никаких оснований считать, что вулканическая деятельность в прошлом отличалась от современной. Приходится полагать, что газовая составляющая вулканических извержений имеет не мантийное, а коровое происхождение. Вулканы вовлекают в круговорот массы корового вещества, и деятельность их практически не сказывается на увеличении количества летучих на поверхности планеты в течение всей геологической истории.

3. Если уровень развития биосферы оставался неизменным с архейского времени, есть все основания думать, что нефтеобразование могло происходить за счет органического вещества докембрийских пород. Может быть здесь лежит решение спора между сторонниками биогенной и абиогенной природы нефти? Высокотемпературный синтез нефти за счет метаморфизма пород, обогащенных органическим веществом, мог бы примирить противоположные точки зрения.

4. Сложным и нерешенным до сих пор остается вопрос о происхождении щелочных магм. Высказывались соображения о происхождении щелочных пород за счет переплавления соленосных осадочных толщ. Однако существование соленосных отложений в докембрии оспаривается многими исследователями. Рассмотренный выше материал показывает, что соленосные отложения существовали уже в раннем докембрии, и отсутствие прямых находок солей в докембрийских породах связано с их неустойчивостью в процессах метаморфизма. Однако следы их былого присутствия обнаруживаются как по данным изотопных исследований, так и по минералого-геохимическим признакам, которые многократно описывал Д. П. Сердюченко.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КАРБОНАТНО-ГЛИНИСТЫХ ПОРОД В СВЯЗИ С УСЛОВИЯМИ ИХ СЕДИМЕНТАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ПАРААМФИБОЛИТОВ)

Широкое развитие амфиболитов и кристаллических сланцев основного состава в докембрийских регионах определяет повышенный интерес исследователей к восстановлению первичной природы этих конвергентных пород. Исследования последних лет, отраженные в работах целого ряда авторов, показали перспективность методов, связанных с углубленным изучением химического состава метаморфизованных образований для восстановления их первичной природы (Leake, 1964; Миловский, 1964; Горбачев, 1969, 1973; Сидоренко, Теняков и др., 1972; Балашов и др., 1972; Суслова, 1973; Фельдман, Пчелинцева, 1973 и целый ряд других). Все более актуальными становятся вопросы восстановления условий седиментации первично осадочных метаморфизованных пород, поскольку, «...выявление фациальной и палеогеографической обстановки формирования первично осадочных толщ является главным для раскрытия геохимических особенностей гипергенеза в докембрии» (Сидоренко, 1973).

В данной работе приводится анализ геохимических особенностей амфиболитов из нижнепротерозойских комплексов Восточной части Балтийского щита, позволяющий наметить геохимические критерии первичной природы амфиболитов. Далее, для первично осадочных пород (параамфиболитов) сделана попытка выявить ряд геохимических особенностей, связанных с условиями седиментации первичного субстрата этих пород.

Исследования проводились сотрудниками Сектора геологии и геохимии метаморфических пород ВИМСа под научным руководством акад. А. В. Сидоренко.

Среди нижнепротерозойских комплексов Восточной части Балтийского щита (кейвская, парандовская, гимольская, сортавальская, ладожская серии и свиты хизовара и хирвинаволок Кольского полуострова и Карелии) было выделено семь групп параамфиболитов и семь групп ортоамфиболитов, достаточно четко различающихся по комплексу геолого-литологических, петрохимических и геохимических данных. Амфиболиты, несущие признаки как первично осадочных, так и первично магматических пород (метатуфы, метатуффиты), выделены в особую группу и в данной работе не рассматриваются. В качестве сравнительного материала приведены данные по основным магматическим породам (главным образом литературные) и по осадочных породам, близким по химическому составу к амфиболитам (осадочные эквиваленты, коллекция и аналитические данные Н. А. Созинова).

Сопоставление состава пара- и ортоамфиболитов по содержанию основных петрогенных элементов и элементов-примесей (табл. 22—24), показывает, что ортоамфиболиты по сравнению с параамфиболитами в целом обладают несколько повышенным содержанием Ti, Mg, Cr, Ni, Co, V, Sc. В свою очередь, параамфиболиты отличаются несколько более высокой концентрацией таких элементов как B, Rb, Ba, Sn и др. Однако, как нами уже указывалось (Сидоренко, Теняков и др., 1972; Горбачев, 1969, 1971, 1973), сопоставление различных генетических групп амфиболитов по отдельным химическим элементам и оценка генетической значимости каждого из этих элементов, зачастую, носит субъективный характер. В связи с этим нами было предложено в качестве суммирующего параметра для выявления различий в концентрации элементов-примесей между генетическими группами амфиболитов использовать коэффициент относительной фемафильности. Последний (K_{fm}) представляет собой отношение R_{fm} — коэффициента накопления фемафильных элементов (Cr, Ni, Co, V, Sc, Zn, Cu) к R_{fl} — коэффици-

Таблица 22

Средний состав амфиболитов

Окислы	Параамфиболиты $n = 165$		Ортоамфиболиты $n = 286$		Осадочные эквиваленты $n = 44$		Базальтоиды $n = 500$		Среднее для глинистых пород
	1		2		3		4		5
	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	
SiO_2	51,48	3,09	50,81	2,05	52,76	3,42	49,10	1,96	64,03
TiO_2	1,25	0,46	1,44	0,51	0,76	0,51	2,07	0,74	0,72
Al_2O_3	14,94	1,74	14,98	1,48	16,98	2,75	15,75	1,51	16,97
Fe_2O_3	2,85	1,33	2,97	1,27	6,88	2,83	3,69	1,12	7,13
FeO	10,02	3,35	9,09	1,48	2,52	2,45	8,49	1,29	—
MnO	0,22	0,14	0,22	0,02	0,24	0,56	0,20	0,05	Н. о.
MgO	6,75	2,22	7,67	1,49	4,91	2,27	6,79	1,14	2,69
CaO	9,24	1,67	9,55	1,59	10,64	3,79	10,17	1,15	3,43
Na_2O	2,14	0,99	2,44	0,73	1,52	1,06	2,51	0,65	1,43
K_2O	0,87	0,57	0,60	0,46	2,77	1,18	0,89	0,50	3,60
P_2O_5	0,19	0,04	0,23	0,85	0,02	0,13	0,34	0,16	Н. о.

Примечание: Здесь и далее n — число проб, $\bar{x}$ — среднее арифметическое, S — стандартное отклонение. Анализы приведены к 100% за вычетом летучих компонентов.

1—100 анализов по литературным данным; 65 — новые данные О. М. Розена, Н. А. Созинова, Г. Б. Гиммельфарба, О. В. Горбачева и др., 1972; 2—190 анализов по литературным данным; 96 — новые данные О. М. Розена, Н. А. Созинова, Г. Б. Гиммельфарба, О. В. Горбачева и др., 1972; 3 — данные Н. А. Созинова; 4—50 средних типов, охватывающих около 500 анализов (литературные данные, Розен и др. 1972 г. Подсчеты К. А. Жук—Почекутова). 5 — кларк с поправками Мейсона (Виноградов, Ронов, 1956).

Таблица 23

Параметры распределения элементов-примесей в главных типах амфиболитов (содержания в г/т)

Элементы	Амфиболиты						Исходные породы				
	Параамфиболиты			Ортоамфиболиты			Осадочные эквиваленты			Среднее в основных изверженных породах	Осадочные породы (глины и сланцы)
	1			2			3			4	5
	n	$\bar{x}$	S	n	$\bar{x}$	S	n	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	$\bar{x}$
Cr	94	182	261	109	279	379	30	146	55,5	200	100
Ni	94	86	43,6	109	154	161	37	105	32,9	160	95
Co	94	48	19,1	109	66	32,6	37	37	41,6	45	20
V	94	299	170,2	107	331	164	37	400	409	200	130
Sc	91	37	14,6	95	43	12,6	30	21	9,8	24	10
B	92	39	171	100	15	31,4	30	115	105	5	100
Rb	78	39	51,5	85	9,7	19,4	22	64	23	45	200
Ba	91	352	394	99	162	158	30	479	93	300	800
Sr	91	284	377	99	291	254	30	365	115	440	450
Pb	93	14	20,2	103	17	7,6	22	58	15,2	8	20
Zn	93	166	216,3	101	170	84	29	230	57,5	130	80
Cu	94	84	93,5	104	111	399	29	154	70	100	57
Mo	93	1,1	2,8	107	1,6	3,9	22	8	2,4	1,4	2
Ga	89	19	8,1	43	19	5,2	30	19	5,4	18	30
Nb	14	8	9	12	7	6,2	7	19	7	20	20
Zr	91	128	185,8	95	121	86,4	37	201	65	100	200
Sn	93	19	68,7	105	12	60	22	6	1	1,5	10
Ta	14	1	1	12	0,5	—	7	1,5	0,5	0,5	3
Au*	12	15,1	—	25	5,6	—	4	47,4	—	4	1

Примечание. 1,2 — новые данные О. М. Розена, Н. А. Созинова, Г. Б. Гиммельфарба, О. В. Горбачева и др., 1972; 3 — данные Н. А. Созинова; 4,5 — данные А. П. Виноградова (1962).

*Au — дано в 10^{-7}%.

Таблица 24

Некоторые геохимические параметры, различающиеся в пара- и ортоамфиболитах

	Геохимические параметры	Параамфиболиты	Ортоамфиболиты	Осадочные эквиваленты	Среднее в основных изверженных породах	Среднее для глин
	1	2	3	4	5	6
Соотношение фемафильных и фельсифильных элементов	Коэффициент накопления фемафилов (R_{fm})	2,5 1,1—3,0	3,2 2,5—3,8	2,6	2,3	1,2
	Коэффициент накопления фельсифилов (R_{fl})	1,4 0,8—2,6	0,8 0,5—0,9	3,1	0,6	2,3
	Относительная фемафильность (K_{fm})	1,8 0,4—3,3	4,0 3,6—7,6	0,8	3,8	0,5
Отношения 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	1,19	0,31	3,1
Коэффициенты парной корреляции (r)				а) б)		
	Ti — Mg	+0,1	—0,58	(+0,75) (+0,95)	—	—
	Ti — Cr	+0,27	—0,53	(—0,25) (+0,37)	—	—
	Ti — Sc	+0,67	+0,23	— —	—	—
	Mg — Cr	+0,28	+0,75	(—0,6) (+0,45)	—	—
	Ni — Sc	+0,52	—0,41	— —	—	—
	Cr — Sc	+0,58	—0,5	— —	—	—

Примечание. $R=\frac{1}{n}\sum_{i=n}^{n}(КК_1+КК_2+\ldots\ldots КК_i)$, где КК — кларки концентрации элементов, n — количество элементов в группах. При расчете КК кларки литосферы приняты по А. П. Виноградову (1962). В числителе — среднее по всем выборкам, в знаменателе — пределы колебаний. Величины Mg : Li, $K_2O : Na_2O$ и коэффициентов парной корреляции рассчитаны только для пара- и ортоамфиболитов Карелии (параамфиболиты — 75 анализов, ортоамфиболиты — 72 анализа); Nb : Ta — по 26 анализам. Критическое значение коэффициента корреляции (r_0) для: (2)—0,51; (3)—0,55; (4) — по двум выборкам: а) глинистые сланцы из сидеритоносных отложений верхнего докембрия Кокчетавского массива — 0,7; б) глины сухонского горизонта Русской платформы — 0,75; графы 5 и 6 — по данным А. П. Виноградова (1962).

енту накопления элементов фельсифильной и гемеофильной групп (Rb, Pb, Zr, Ba, Sr, B).

Величина K_{fm} (см. табл. 24) варьирует в различных типах ортоамфиболитов (7 выборок) от 3,6 до 7,6, составляя в среднем 4,0. Это близко к среднему значению K_{fm} для основных магматических пород (3,8). Параамфиболиты характеризуются средней величиной этого коэффициента — 1,8 при вариациях от 0,4 до 3,3 (7 выборок). Коэффициент фемафильности (K_{fm}) для таких осадочных пород как глины равен 0,5, песчаники 0,25, карбонатные породы 0,17.

Характерно, что глинисто-карбонатные породы, рассматриваемые в качестве возможных осадочных эквивалентов амфиболитов, обладают по сравнению со средними глинами резко повышенным коэффициентом накопления фемафильных элементов (R_{fm}=2,6, против 1,2 для глин, что

даже выше, чем для магматических пород основного состава — 2,3). Средняя величина K_{fm} этих пород (0,8) укладывается в интервал вариаций этого параметра для параамфиболитов, что подтверждает возможность формирования отдельных типов параамфиболитов за счет осадочных пород подобного типа.

Поскольку интервалы значений коэффициента относительной фемафильности для пара- и ортоамфиболитов существенно различаются, не перекрываясь, можно рассматривать этот геохимический параметр в качестве одного из диагностических при решении вопроса о первичной природе амфиболитов неясного генезиса, разумеется, с учетом и других геологических и петрохимических признаков.

Величины отношений пар геохимически близких элементов Sr/Ba, Mg/Li, Nb/Ta (см. табл. 24) существенно различны для пара- и ортоамфиболитов, причем, величины этих отношений в ортоамфиболитах близки к наблюдаемым в изверженных породах основного ряда, а для параамфиболитов — в осадочных эквивалентах. Тенденции таких отношений как Ni/Co, Li/Rb менее четки и, по-видимому, не могут быть использованы в качестве генетических критериев.

Проведенный нами анализ корреляционных отношений между химическими элементами внутри генетических групп также показал наличие существенных различий между пара- и ортоамфиболитами. Сопоставление матриц парной корреляции между более чем двадцатью элементами, определенными количественными методами в пара- и ортоамфиболитах (12 выборок по 10—20 проб) показало, что количество значимых положительных связей в параамфиболитах в среднем вдвое больше, чем в ортоамфиболитах. Вероятно, это связано с большим количеством различных типов связи в гипергенном цикле по сравнению с эндогенными условиями. Различия же в степени изоморфизма и миграционной способности химических элементов в зоне гипергенеза и в эндогенных процессах определяют различия в характере связей между элементами.

Наиболее контрастно пара- и ортоамфиболиты различаются по характеру корреляционных связей для групп Mg, Cr, Ni, Co, с одной стороны, и Ti и Sc — с другой (Sc, по-видимому, более тесно связан с Ti и Al в осадочном процессе). Для параамфиболитов характерна четкая положительная корреляция в парах Ti — Sc, Sc — Cr, Sc — Ni при отсутствии связей Ti — Mg, Mg — Cr, Ti — Cr, в то время как для ортоамфиболитов характерно наличие четкой положительной связи Mg — Cr и отрицательных связей в парах Ti — Mg, Ti — Cr, Sc — Cr, Sc — Ni. Имеющиеся данные по отдельным группам осадочных эквивалентов амфиболитов подтверждают наличие в этих породах указанных тенденций: четкая положительная связь Ti и Mg и отсутствие связей Mg — Cr, Ti — Cr.

Таким образом, на основании проведенных исследований можно сделать вывод, что пара- и ортоамфиболиты ряда нижнепротерозойских комплексов Карелии и Кольского полуострова существенно различаются по относительной фемафильности пород, по величинам отношений пар близких элементов и по характеру корреляционных связей. Кроме того, эти исследования позволяют выявить близость ортоамфиболитов с магматическими породами основного состава, а параамфиболитов с карбонатно-глинистыми породами — их осадочными эквивалентами. Здесь следует отметить, что все перечисленные геохимические параметры достаточно широко варьируют в пределах рассматриваемой группы параамфиболитов в зависимости от конкретных литолого-фациальных условий формирования. Задача нижеследующего раздела — выявление геохимических особенностей параамфиболитов, связанных с условиями седиментации первичного субстрата этих пород.

По характеру ассоциирующих пород (табл. 25) среди разрезов, включающих параамфиболиты, могут быть выделены три основных типа: I — терригенный (элювиально-остаточный), II — терригенно-карбонатный, III — хемогенный. К первому типу могут быть отнесены элювиальные отложения и продукты корообразовательных процессов. Это маломощные линзы параамфиболитов из базальных горизонтов червуртской свиты кейвской серии, прослои порфиробластических амфиболитов свиты хизовара, ассоциирующие с кварцитами и кианитовыми сланцами, а также, вероятно, косослоистые амфиболиты и амфиболовые сланцы, ассоциирующие с кварцитами, ставролит-биотитовыми сланцами свиты леппялампи. Ко второму типу, терригенно-карбонатному, могут быть отнесены амфиболиты, находящиеся в ритмичном чередовании с прослоями карбонатов и кристаллических сланцев различного состава (свита хирвинаволок Северной Карелии и сортавальская серия северного Приладожья). К хемогенному типу отнесены амфиболиты, ассоциирующие с железистыми кварцитами гимольской серии, поскольку наличие микроритмичности, представленной чередованием слойков кварца, магнетита и амфиболитов, указывает на специфику осадконакопления этих комплексов.

Различия в химизме указанных литолого-фациальных типов параамфиболитов достаточно четко отражаются в вариациях возможных минеральных ассоциаций, полученных при пересчете химических анализов параамфиболитов (по модифицированной методике О. М. Розена) на возможный компонентный состав осадка (Розен, 1970).

Амфиболиты терригенного типа разреза характеризуются резко повышенным количеством обломочной фракции (20—40%) и пониженным — карбонатной составляющей. По расчетам в глинистой фракции отмечается относительное преобладание каолинитовой составляющей, что, возможно, свидетельствует о высокой степени «зрелости» размываемых осадков. Об этом же прямо свидетельствуют: ассоциация с кианитовыми сланцами и кварцитами (свиты хизовара и червуртская), низкое значение коэффициента относительной фемафильности — 0,2 (для амфиболитов червуртской свиты), а также повышенные концентрации в этих породах элементов-гидролизатов («остаточных» продуктов корообразовательного процесса) — алюминия, титана, галлия, циркония, железа, а в некоторых случаях ниобия, тантала, гафния.

В целом для амфиболитов этой группы характерны резкие вариации всех геохимических параметров, отражающие различную степень зрелости осадков. Для корреляционных парагенезисов амфиболитов этой группы, т. е. ассоциаций химических элементов, связанных значимой корреляцией, характерно наличие «остаточных» связей «магматического типа», а именно — положительная связь Fe с Mg и Mn и с элементами группы фемафилов — Ni, Co, Cr, V, Sc — при одновременно отрицательной связи Al с Cr, V, Sc. Особенно четко эти связи фиксируются для косослоистых серий. Отметим, что для амфиболитов терригенно-карбонатного и хемогенного типов, наоборот, характерна положительная связь группы Sc, Ti, Ni, Cr, V с Al и отрицательная с Fe и Mn.

Амфиболиты второго типа разреза ассоциируют с терригенно-карбонатными породами, представленными мраморами, доломитами, биотитовыми сланцами и образующими ритмично-слоистое чередование. Возможный компонентный состав: невысокие значения обломочной составляющей — 5—15%, 5—20% — гидрослюдистой и 30—45% — монтмориллонита и сепиолита. Железистая составляющая в них невелика — 10—15%, карбонатная (доломит) — до 25%.

Породы обладают повышенной фемафильностью (K_{fm} равен 2,3—2,6), величина отношения Ca/Sr типична для пород с повышенной карбонатностью (до 950). Характерно увеличение концентрации B, Rb, Zn

Таблица 25

Нормативный компонентный состав исходных пород и геохимические особенности параамфиболитов из различных типов разрезов

Характерные особенности параамфиболитов		Тип разреза					
		Терригенный (элювиально-остаточный)			Терригенно-карбонатный		Хемогенный
		Червуртская свита	Свита хизовара	Свита леппялампи	Свита хирвинаволок	Сортавальская серия	Гимольская серия
Ассоциирующие породы, особенности строения разреза		Кварциты, высокоглиноземистые сланцы Невыдержанность по простиранию, косослоистые серии слоев			Мраморы, доломиты, биотитовые углистые сланцы Ритмичное строение		Кварциты, джеспилиты Микроритмичное строение
Расчетный компонентный состав (вес. %) Обломочный Глинистый Хлоритовый Карбонатный		КВ + АБ + ПШ = 20 — 40 ГС + КН = 20 — 30; ММ = 3 — 20 Ш = 10 — 20 Д + К = 10 — 20			КВ + АБ = 5 — 15 ГС + КН = 5 — 20; ММ + СП = 30 — 45 Ш = 10 — 15 Д = 20 — 25		КВ = 20 — 30 ГС + КН = 5 — 10; ММ = 15 — 20 Ш = 30 — 35 АН = 20 — 25
Коэффициент фемафильности		0,2	2,3	2,0	2,6	2,3	0,5
Величина отношения близких элементов	Sr : Ba	0,1	1,4	1,0	0,5	0,7	0,3
	Mg : Li	200	1500	1800	1400	1900	790
	Ca : Sr	380	273	64	946	404	585
	Fe : V	$1{,}5 \cdot 10^4$	286	212	346	263	4190
Специфические корреляционные парагенезисы элементов, отражающие положительные (+) и отрицательные (—) связи		(+) [Mg] — [B] — Ba] [Fe] — [Cr, Ni, Co, V, Sc] [Mn]			[Al] — [Ni, V, Sc, Ti] — [Sr] [K] — [Na, Li] [Ca] — [Fe] — [Mg] — [B] [Ba]		[Cu] [B] [Al] — [Cr, Ni, Co, V, Sc, Ti] Na
		(—) [Al] — [Cr, V, Sc] [Al] — [Mg[			[Mn] — [Cr] — [Ca]		[Fe] — [Cr, V, Sc, Ti, Al, Na]
Типоморфные элементы и их кларки концентрации		Ti (2—5), Zr (1,3 - 6), Ga (2—3), Ba (2), Sr (2,6), B (1—3)			B (1,5—2,5), Li (1,5), Zn (3), Cu (3)		B (8), Mn (5), Fe (5)

Примечание: КВ — кварц, АБ — альбит, ПШ — полевые шпаты, ГС — гидрослюда, КН — каолинит, ММ — монтмориллонит, СП — сепиолит, Ш — шамозит, Д — доломит, К — кальцит, АН — анкерит.

и Cu и положительная корреляция Al со Sc, Ti, Ni и V при отсутствии связи Fe с Mn, Cr, V и т. д.

Формирование осадков, по-видимому, происходило в мелководном бассейне лагунного типа в условиях аридного климата, когда возможно существование магния как в карбонатной (доломит), так и силикатной форме (сепиолит). Аналогом подобного рода условий формирования могут служить разрезы пермских красноцветов Предуралья, где в разрезах, аналогичных по строению описанным, зафиксировано присутствие глинисто-карбонатных осадков с сепиолитом, близких по химизму к амфиболитам. Об этом же свидетельствуют повышенная концентрация бора, редких щелочей и меди, накопление которых независимо от их источника происходило также главным образом в условиях аридного климата.

Хемогенный тип разреза характеризуется тонким ритмичным, участками микроритмичным строением. Амфиболиты, нередко с куммингтонитом, чередуются с железистыми кварцитами и биотит-амфиболовыми сланцами, часто с углистым веществом и пиритом. Расчет на возможный компонентный состав этих амфиболитов показывает присутствие до 20% свободной кремнекислоты при низком содержании глинистой фракции (каолинит + гидрослюда 5—10%, монтмориллонит 15—20%). Резко повышено содержание железистых компонентов: хлорита, анкерита.

Характерной особенностью этих амфиболитов является низкая относительная фемафильность (0,5) и аномально высокое отношение Fe/V ($>4 \cdot 10^3$), свидетельствующие о высокой степени химической дифференциации осадков. Породы этой группы наряду с железом обогащены марганцем и бором и обеднены титаном. Такие элементы, как Al, Na, Cu и B, образуют наиболее типичные корреляционные парагенезисы с группой (V, Sc, Ti, Co, Ni, Cr) при одновременно четко выраженной отрицательной связи железа с этой же группой элементов. Последнее указывает на геохимическую обособленность железа, поступавшего в бассейн, по-видимому, в хемогенной форме, и в последующем его осаждении в удалении от береговой линии на достаточно больших глубинах. Связь бора с группой хрома и отсутствие связи с железом, показывают, что бор, вероятнее всего, поступал в бассейн в сорбированном виде с глинистой фракцией.

Таким образом, исследования закономерностей химизма даже тех казалось бы однородных и «малоинформативных» метаморфических пород, как амфиболиты, позволяет выявить в их составе особенности, свидетельствующие о специфике осадконакопления в период формирования их первичного субстрата. Проведенные исследования показывают возможность формирования амфиболитов за счет метаморфизма целого спектра осадков с широкими вариациями первичного состава. Так, между тремя выделенными по типам разрезов группам параамфиболитов четко намечается ряд литолого-геохимических различий, выражающихся, во-первых, в количественном соотношении обломочных и глинистых компонентов и в ассоциациях глинистых минералов, во-вторых, в соотношениях геохимических параметров (коэффициента относительной фемафильности и величин отношений Sr/Ba, Mg/Li, Ca/Sr, Fe/V) и, в-третьих, в наборе специфических элементов, обладающих повышенной концентрацией (элементы — гидролизаты в терригенно-остаточном типе разреза, бор, редкие щелочи, медь — в терригенно-карбонатном и элементы группы железа и бор — в хемогенном). И наконец, при наличии «сквозных», т. е. общих для всех параамфиболитов связей (Ti) — (Ni, Co, Cr, V, Sc); (Cr, Ni) — (Sc) и т. д. наблюдаются заметные различия в характере корреляционных парагенезисов параамфиболитов различных типов.

Последнее обусловлено как различиями в характере поступающего материала, так и климатическими особенностями условий формирования

осадков. Как было показано выше, формирование исходных осадков, послуживших первичной основой для параамфиболитов в раннем протерозое Восточной части Балтийского щита, происходило преимущественно за счет карбонатно-глинистых пород в самых разнообразных структурно-фациальных обстановках (от прибрежно-элювиальных до хемогенных, возможно, глубоководных) в условиях соответствующих различным типам литогенеза (от аридного до гумидного, включая, возможно, и элементы эффузивно-осадочного).

Исходя из этого, важным дальнейшим этапом восстановления первичной природы метаморфических пород основного состава является разработка методов диагностики конкретных генетических типов осадков, преобразованных при метаморфизме в параамфиболиты. Основой для этого может послужить литолого-геохимическое сопоставление параамфиболитов с осадками, близкими им по химизму (осадочные эквиваленты). К настоящему времени показано широкое развитие осадков, близких по химизму к параамфиболитам среди отложений различных структурно-фациальных зон в возрастном интервале от позднего докембрия до мезо-кайнозоя (Сидоренко, Теняков и др., 1968; Созинов, 1973). При сопоставлении метаморфических пород основного состава и их неметаморфизованных эквивалентов могут быть использованы некоторые из приводимых ниже методических положений.

На первом этапе важно представить возможные варианты минералогического состава первичных осадков, эквивалентных параамфиболитам, поскольку соотношения главных компонентов осадка, и в том числе глинистых минералов, является ценным палеогеографическим индикатором. Такую возможность дают литохимические пересчеты и пересчеты на минералы осадков, проведенные по методу О. М. Розена (1970) в его модифицированном варианте.

Приведенные в нашем примере вариации главных расчетных компонентов (обломочный, глинистый, хлоритовый и карбонатный) соответствуют специфике осадконакопления каждого из выделенных типов разреза (преобладание обломочных и гидрослюдисто-каолиновых компонентов в терригенном типе разреза, карбонатно-глинистых в терригенно-карбонатном и хлорит-карбонатных в хемогенном). С геохимических позиций теоретической основой для такого рода сопоставлений являются различия в степени дифференцированности осадков и степени контрастности разделения химических элементов на специфические ассоциации (группы). В зависимости от типа литогенеза карбонатно-глинистые осадки могут быть обогащены элементами-гидролизатами (гумидный тип), бором, редкими щелочами, медью (аридный тип) и т. д., которые могут рассматриваться в качестве типоморфных. Таким образом, анализ концентраций элементов-примесей и выявление групп типоморфных элементов, позволяют судить о конкретных условиях формирования древних осадков.

Перспективным, по-видимому, также является выявление групп элементов, характеризующихся различной степенью корреляционных связей. Учитывая различия в степени изоморфизма химических элементов в эндогенном и экзогенном циклах, а также в их миграционной способности, вытекающие из рассмотрения эмпирических рядов подвижности Н. М. Страхова (1968), А. И. Перельмана (1972), Н. А. Лисициной (1968), можно наметить ряд соотношений пар близких элементов, а также выявить парагенетические группы, характеризующиеся различной степенью корреляционных связей. Так, например, для амфиболитов «элювиально-остаточного» типа разреза характерно наличие «реликтовых» связей магматического типа (связь Fe с Mg и Mn и с элементами-фемафилами — Ni, Co, Cr, V, Sc), при отрицательной связи Al с Cr, V, Sc, в то время как для амфиболитов из терригенно-карбонатного и хемогенного разрезов характерна положительная связь Sc, Ti, Ni, Cr, V

с Al и отрицательная с Fe и Mn. Следует отметить, что вопрос о корреляционных связях между элементами для метаморфических, как, впрочем, и для неметаморфизованных пород, практически не разработан и, безусловно, требует дальнейших исследований.

В целом, литолого-геохимический анализ комплексов, включающих параамфиболиты, и сопоставления их с конкретными типами осадочных разрезов, включающих осадочные эквиваленты метаморфических пород основного состава, позволяют не только реставрировать конкретные условия формирования древних осадков, но и являются важным инструментом при выявлении металлогенической специфики метаморфических толщ.

Приуроченность осадочных эквивалентов амфиболитов к определенным типам осадочных формаций позволяет наметить комплекс рудных концентраций, для которых возможна ассоциация с породами, близкими по химическому составу к амфиболитам. Здесь может быть выделено два типа рудных разрезов: 1) осадочные эквиваленты амфиболитов, сами являющиеся концентраторами рудного вещества (медистые и пиритоносные глинистые сланцы, осадки, ассоциирующие с гипсоносными и соленосными глинами, обогащенные бором и редкими щелочами); 2) породы, близкие по химизму к амфиболитам, которые, сами не являясь источником рудного вещества, тесно ассоциируют с рудами и некоторыми типами нерудного сырья (железные руды из оолитовых и сидеритоносных субформаций, горизонты кианитовых сланцев и гранатитов, образующихся при метаморфизме высокоглиноземистых и железисто-глиноземистых пород, ассоциирующих с осадками, изохимичными амфиболитам).

Наличие указанных типов рудных разрезов среди докембрийских метаморфических комплексов (Peltola, 1960; Сердюченко, 1956, 1960, 1968 а; Судовиков, 1937 и др.) позволяет по-иному подойти к вопросу о возможности прогнозирования перечисленных видов полезных ископаемых в пределах регионов с развитием древних метаморфических пород.

Таким образом, возможности геолого-литологического подхода к метаморфическим породам основного состава не исчерпываются альтернативным решением вопроса о первично осадочной либо первично магматической природе амфиболитов и кристаллических сланцев. Проведенные геохимические исследования показывают, что процессы гипергенеза в протерозое протекали в фациально-климатических условиях, имеющих много общего с постдокембрийскими, что дает возможность их успешной расшифровки. Это, в свою очередь, позволяет подойти к выявлению специфики металлогении метаморфических комплексов, включающих параамфиболиты.

ПРИМЕНЕНИЕ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ПЕРЕСЧЕТОВ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ИСХОДНОГО СОСТАВА И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ГЛУБОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ БУРОНСКОЙ СВИТЫ, СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ)

Сохранность состава пород при метаморфизме (Сидоренко, 1963; Сидоренко, Лунева, 1961; Головенок, 1966; Розен, 1970; Фации..., 1970) открывает возможность установления исходных осадочных эквивалентов на основе интерпретации химических анализов.

Так, В. К. Головенок (1966) предлагает сравнивать графически средний химический состав параметаморфических пород со средними химическими составами генетических типов глин по А. Б. Ронову и

З. В. Хлебниковой (1957). О. М. Розен (1970), отмечая, что глинистые отложения в основном полиминеральны, предлагает производить пересчет химического состава метаморфических пород не на глинистые минералы, а на типоморфные разновидности глинистых пород. И. В. Кириллова (1969) считает, что для установления первичного аналога тех или иных пород нужны цифры по определенным минералогическим типам. При этом она предлагает сравнивать метаморфические породы с конкретными минералогическими типами глин. Критический разбор предлагаемых в литературе методов выходит за рамки настоящей работы.

Авторами исследовались метаморфические породы буронской свиты предположительно докембрийского возраста, распространенные в западной части Буронского рудного поля в Северной Осетии. По ряду признаков эти породы удовлетворяют указанным выше условиям сохранности состава и поэтому реконструкция их первичной природы и палеогеографической обстановки осадконакопления вполне возможна.

В работе применялись методы, предложенные О. М. Розеном и В. К. Головенком. Эти методы были дополнены статистическим анализом полученных результатов. Авторы полагают, что палеогеографическую реконструкцию состава исходных пород следует проводить в три этапа. На первом этапе можно произвести литохимические пересчеты на компоненты осадочной породы по методу О. М. Розена. Затем графическим путем (Головенок, 1966) выбирается стандартный генетический тип глины (Ронов, Хлебникова, 1957), наиболее близкий по своему химическому составу к изучаемым породам. Третий этап предусматривает статистический анализ и определение достоверности сделанных выводов. Во всех случаях обработке подвергаются анализы, пересчитанные на 100% с исключением летучих (табл. 26), содержание которых значительно изменяется в процессе метаморфизма, и второстепенных компонентов, которые практически не оказывают влияния на результаты пересчетов (Розен, 1970).

Результаты литохимического пересчета сланцев буронской свиты показывают, что вероятная исходная осадочная порода состояла из глинистого и обломочного компонентов в примерно равных соотношениях (табл. 27). Обломочный материал представлен кварцем и полевыми шпатами. Можно высказать предположение, что присутствие в составе первичной породы значительного количества монтмориллонита указывает на щелочную среду в бассейне осадконакопления (Преображенский, Таркисян, 1954), а практическое отсутствие карбонатов и преобладание гидрослюды среди глинистых минералов говорит о том, что климат в период осадконакопления был умеренно теплым (Рухин, 1961). Рассчитанный вероятный состав исходных осадочных пород соответствует, возможно, по условиям седиментации отложениям прибрежных частей морских бассейнов.

На следующем этапе для уточнения и проверки выводов, полученных при вышеописанных расчетах средний химический состав изучаемых пород сопоставлялся с химическими составами глин различного генезиса (Ронов, Хлебникова, 1957) по методу В. К. Головенка (1966). В глинах и метаморфических сланцах вычислялись условные расчетные единицы:

$$x = \frac{\text{содержание окисла (вес. \%) в глине или сланце}}{\text{содержание окисла в среднем анализе всех магматогенных пород}},$$

на основании которых построен график, причем для расчетов использовались анализы, пересчитанные на 100% с исключением летучих и редких компонентов (рис. 18). На графике видно, что к линии буронской свиты (5) близки два анализа — морских глин (4) и континентальных глин холодного и умеренно холодного климата (2).

Очевидно, что выбор наиболее близкого к составу метаморфических пород типа глин по графику может быть субъективным. Поэтому кроме графического сопоставления составов пород целесообразно произвести аналитическое сопоставление одним из приемов математической статистики, который базируется на последовательном вычислении «крите-

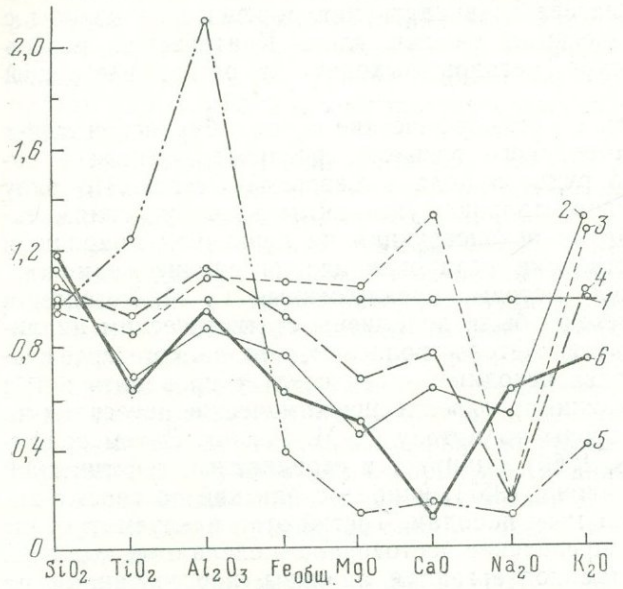


Рис. 18. Сопоставление средних химических составов различных генетических типов глин, по А. Б. Ронову, З. В. Хлебниковой (1957), со средним химическим составом кристаллических сланцев буронской свиты по методу В. К. Головенка (1966).
1 — средний химический состав всех магматогенных пород; *2* — континентальные глины холодного климата; *3* — глины морские, засоленных лагун и озер аридной зоны; *4* — морские глины; *5*— континентальные глины жаркого влажного климата; *6* — метаморфические сланцы буронской свиты. Составы пород *2*—*5* даны по А. Б. Ронову и З. В. Хлебниковой (1957)

Таблица 26

Средний химический состав метаморфических сланцев буронской свиты, магматогенных пород и различных типов глин

Окислы	Континентальные глины холодного и умеренно-холодного климата*		Глины морские, засоленных озер и лагун аридной зоны*		Морские глины*		Континентальные глины жаркого влажного климата*		Метаморфические сланцы буронской свиты (среднее из 16 анализов)		Средний состав всех магматогенных пород (по Кларку и Вашингтону)*	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO_2	63,06	67,61	51,72	58,31	58,32	63,59	53,32	59,20	65,18	67,48	58,14	60,34
TiO_2	0,67	0,69	0,82	0,93	0,90	0,98	1,21	1,34	0,65	0,67	1,05	1,07
Al_2O_3	17,63	13,59	15,44	17,44	16,60	18,12	29,79	33,10	17,02	17,63	15,34	15,66
Fe_2O_3	5,25	5,63	6,72	7,59	6,13	6,70	2,46	2,73	0,72	5,66	6,88	7,06
FeO									4,75			
MnO	—	—	0,07	—	0,06	—	0,06	—	0,11	—	0,12	—
MgO	1,57	1,68	3,31	3,74	2,22	2,43	0,54	0,60	2,53	2,62	3,49	3,57
CaO	3,16	3,39	6,18	6,95	3,76	4,10	0,93	1,03	0,95	0,98	5,08	5,20
Na_2O	1,98	2,12	0,75	0,85	0,67	0,73	0,56	0,62	2,48	2,56	3,83	3,93
K_2O	3,97	4,25	3,71	4,29	3,07	3,35	1,24	1,38	2,31	2,40	3,13	3,20
P_2O_5	Не обн.		Не обн.		Не обн.		Не обн.		0,10		Не обн.	
П.п.п.	7,39		11,42		8,40		10,23		3,10		1,25	
Сумма	100,60	100,00	100,14	100,00	100,13	100,00	100,34	100,0	99,90	100,00	99,32	100,00

а — средний химический состав, %; б — то же в пересчете на 100% без летучих и второстепенных компонентов.

* Данные взяты из работы А. Б. Ронова и З. В. Хлебниковой (1957).

рия разности» между двумя группами сопряженных величин (Бернстейн, 1968) и коэффициента корреляции рангов Спирмена (Бернстейн, 1968; Шарапов, 1971).

Для этого химические составы четырех генетических типов глин, использованные при построении графика по методу В. К. Головенка, центрируются по отношению к изучаемой породе, т. е. определяются отклонения (по модулю) для каждого окисла между генетическим типом глины и метаморфическим сланцем. Полученные четыре ряда (группы) отклонений сравниваются между собой попарно путем вычисления «критерия разности».

Применяемый критерий позволяет при попарном сопоставлении всех четырех рядов отклонений не только установить статистическое различие между ними при заданном уровне вероятности, но и указать, для каждого из рядов отклонения наименьшие. В процессе вычисления ряды с наибольшими отклонениями последовательно исключаются из дальнейшего рассмотрения.

Таблица 27

Вероятный компонентный состав исходных пород для сланцев буронской свиты

Компоненты осадка	Содержание с учетом поправок на присутствие летучих и второстепенных компонентов, вес. %
Гидрослюдистая глина	33,30
Монтмориллонитовая глина	14,28
Каолиновая глина	3,00
Доломит	1,07
Ортоклаз	5,11
Альбит	16,64
Свободный кремнезем	26,60
Сумма	100,00

Исходные величины для расчета t-критерия, используемого при сравнении отклонений составов континентальных глин холодного климата и континентальных глин жаркого и влажного (тропического) климата от состава пород буронской свиты

Таблица 28

Отклонения составов генетических типов глин от среднего состава метаморфических пород буронской свиты

Окислы	Континентальные глины холодного и умеренно холодного климата $\lvert \Delta_1 \rvert$	Континентальные глины жаркого и влажного климата $\lvert \Delta_2 \rvert$	Морские глины $\lvert \Delta_3 \rvert$	Глины морские, засоленных лагун и озер аридной зоны $\lvert \Delta_4 \rvert$
SiO_2	0,13	8,28	3,89	9,17
TiO_2	0,07	0,67	0,31	0,26
Al_2O_3	3,05	15,47	0,49	0,19
Fe_2O_3+FeO	0,03	2,93	1,04	1,93
MgO	0,94	2,02	0,19	1,12
CaO	2,41	0,05	3,12	5,97
Na_2O	0,44	1,94	1,83	1,71
K_2O	1,85	1,02	0,95	1,79

приведены в табл. 28, 29. При предположении, что D — нормально распределенная переменная, t-критерий вычисляется по формуле

$$t = \frac{\sum_{i=1}^{h} D}{\sqrt{\frac{n \cdot \sum_{i=1}^{n} D^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} D\right)^2}{n-1}}},$$

где n — количество окислов в анализе, использованное при расчетах.

Вычисленное значение критерия сравнивается с табличным при заданном уровне значимости $\alpha_{0,50}$ (в нашем случае достаточным является 50%-ный уровень значимости) и степеней свободы $f=n-1$ (Янко, 1961). В наших вычислениях $|t|=1{,}686 \gg t_{0,50}=0{,}711$, т. е. различия между этими двумя рядами отклонений являются существенным.

Таблица 29

Расчет исходных величин для вычисления критерия разности между составом континентальных глин жаркого влажного климата и континентальных глин холодного климата

Окислы	$\lvert\Delta_1\rvert$	$\lvert\Delta_2\rvert$	$D=\lvert\Delta_2\rvert-\lvert\Delta_1\rvert$	D^2
SiO_2	0,13	8,28	+8,15	65,42
TiO_2	0,07	0,67	+0,60	0,36
Al_2O_3	3,05	15,47	+12,42	154,26
Fe_2O_3+FeO	0,03	2,93	+2,90	8,41
MgO	0,94	2,02	+1,08	1,17
CaO	2,41	0,05	—2,36	5,57
Na_2O	0,44	1,94	+1,50	2,25
K_2O	1,85	1,02	—0,83	0,69
			$\Sigma D=+23{,}46$	$\Sigma D^2=238{,}13$

Судя по знаку суммы разностей, континентальные глины тропического климата имеют большие отклонения по химическому составу от метаморфических пород буронской свиты и поэтому исключаются из дальнейшего рассмотрения.

Подобным же образом исключены и глины засоленных лагун и озер. Однако при сравнении составов континентальных глин холодного климата и морских глин вычисленная величина критерия оказалась меньше табличной: $|t|=0{,}522<t_{0,50}=0{,}711$; это указывает на статистически одинаковую близость средних химических составов генетических типов глин к составу изучаемых пород, что на графике выражено недостаточно четко. Можно допустить, что при вычислении среднего химического состава метаморфических пород нами были объединены в одну группу два типа сланцев, имевших различный исходный состав глин, однако это маловероятно.

Для выбора одного, преобладающего, генетического типа глин был вычислен коэффициент корреляции рангов Спирмена между порядками убывания окислов в изучаемых сланцах и каждым из оставшихся двух типов глин. Методика вычисления коэффициента детально описана А. Бернстейном (1968) и И. П. Шараповым (1971).

В нашем случае коэффициент корреляции рангов Спирмена оказался равным: а) для пары метаморфический сланец — континентальные глины холодного и умеренно холодного климата $rs=0{,}786$; б) для пары метаморфический сланец — морские глины $rs=0{,}714$.

Большая степень коррелированности рядов окислов в первом случае послужила основанием считать, что исследуемые метаморфические породы буронской свиты образовались, вероятно, при метаморфизме преимущественно континентальных глин холодного и умеренно-холодного климата. Однако близость химического состава морских глин к составу буронской свиты может, по-видимому, свидетельствовать о наличии в составе толщи и прибрежно-морских образований.

Описанный комплекс приемов был проверен и на материалах других исследователей. Для расчетов использовались данные В. К. Головенка (1966). Так, вычисления, произведенные для кристаллических

сланцев мамской толщи верхнего протерозоя и для высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты среднего протерозоя, развитых в северной части Байкальской горной области свидетельствуют об образовании мамской толщи за счет преимущественно морских глин, а пурпольской свиты — при метаморфизме континентальных глин жаркого влажного (тропического) климата, что хорошо согласуется с выводами В. К. Головенка.

В частности, для мамской толщи, вычисленные по отклонениям величины критерия разности и $\sum_{i=1}^{n} D$ оказались равными: а) для континентальных глин холодного климата — континентальных глин тропического климата $|t|=1{,}27$, $\sum_{i=1}^{n} D=-12{,}3$; б) для континентальных глин холодного климата — морских глин $|t|=1{,}254$, $\sum_{i=1}^{n} D=+7{,}0$; в) для морских глин — глин засолоненных лагун и озер $|t|=1{,}45$, $\sum_{i=1}^{n} D=-7{,}2$.

Рассчитанные величины критерия превышают табличные, взятые на уровне значимости 0,25 ($t_{0,25}=1{,}254$), что свидетельствует о значимом различии между изучаемыми группами. Наиболее близкими к среднему составу мамской толщи оказались морские глины.

Для пурпольской свиты вычисление критерия разности не показало таких четких различий. Оказалось, что континентальные глины тропического климата и морские глины обладают статистически равными отклонениями от состава метаморфических пород даже на уровне значимости 0,50. И только вычисление коэффициента корреляции рангов Спирмена позволило показать, что исходными породами в этом случае были континентальные глины жаркого влажного климата.

Необходимо отметить, что для рассматриваемых сопоставлений с генетическими типами глин лучше брать не средний анализ по всей толще кристаллических сланцев, а средние анализы по отдельным их разновидностям, как показали пробные расчеты. Расчеты не по весовым процентам, а по атомным количествам приводят практически к тому же результату.

Таким образом, выводы, полученные при литохимическом пересчете анализов кристаллических пород буронской свиты по методу О. М. Розена, согласуются с данными, полученными по методу В. К. Головенка и подтверждаются статистическими методами.

Поэтому при восстановлении первичного состава и палеогеографической обстановки осадконакопления параметаморфических пород рекомендуется применять совокупность методов с обязательной проверкой результатов с помощью математической статистики.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВАЛОВОГО СОСТАВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ ИХ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ

В качестве одного из возможных методов решения проблемы протосостава метаморфических пород докембрия предлагается метод реконструкции, основанный на сравнении представительных выборок химических анализов метаморфических пород и пород — эталонов (осадочные породы определенных климатических и геологических условий). Сравнению предшествуют жесткий отбор рядовых химических анализов, сопоставление их с минералогическим составом, выверка по сумме и по допустимым вариациям содержаний отдельных компонентов, а также

полное статистическое исследование и анализ коэффициентов корреляции. Сравнение производится по всем компонентам анализа одновременно, число сравниваемых выборок не ограничивается.

Сравниваются метаморфические породы Кольско-Беломорского комплекса Балтийского щита и осадочные породы (таблицы 30—36). Если различие средних по какому-либо компоненту равно или меньше критического для выбранной 95%-ной или 99%-ной зоны значимости, выборки считаются сходными (по сравниваемому компоненту). Надежнее использовать более жесткий критерий (см. табл. 32).

В табл. 33 проиллюстрирован принцип сравнения кианитовых гнейсов лоухской свиты с породами — эталонами: сравнение по горизонтали

Таблица 30

Средний состав метаморфических и осадочных пород в порядке убывания содержаний главных компонентов (вес. %)

№	SiO_2	№	Al_2O_3	№	Fe_2O_3	№	FeO	№	MgO	№	CaO	№	Na_2O	№	K_2O
25	76,37	19	29,79	10	6,19	2	6,18	2	3,61	10	7,63	17	3,82	25	4,90
12	69,46	15	28,40	27	6,13	3	5,76	3	3,49	12	5,71	5	3,73	18	3,97
16	68,48	26	24,58	18	5,25	28	5,56	1	3,42	27	3,76	16	3,69	10	3,31
5	68,09	14	21'39	14	5,15	1	5,51	10	3,36	18	3,16	20	3,39	27	3,07
17	67,31	2	18,87	13	3,60	24	3,90	28	3,28	24	3,10	24	3,10	20	2,81
13	64,82	20	18,16	26	3,56	20	3,66	20	2,99	16	3,00	1	2,77	2	2,61
24	64,70	3	18,07	12	2,70	17	3,42	27	2,22	5	2,74	28	2,73	17	2,52
28	63,62	1	17,60	19	2,46	5	2,85	24	2,20	20	2,71	3	2,63	14	2,42
20	63,49	28	17,18	25	2,12	16	2,58	17	2,06	28	2,68	2	2,40	5	2,38
18	63,06	27	16,60	15	1,78	12	1,34	12	1,84	1	2,55	18	1,98	3	2,37
1	62,71	13	16,11	2	1,70	25	1,22	5	1,81	3	2,25	25	1,84	16	2,31
15	62,44	16	16,00	24	1,50	15	0,85	16	1,69	17	2,24	10	0,99	1	2,23
3	61,88	5	15,63	17	1,39	10	0,00	14	1,65	13	2,14	15	0,92	28	2,18
2	60,48	17	14,91	3	1,36	13	0,00	18	1,57	26	2,10	14	0,83	12	1,98
27	58,32	24	14,80	20	1,30	14	0,00	13	1,56	2	1,73	27	0,67	24	1,90
14	57,32	10	14,51	28	1,16	27	0,00	26	1,09	25	1,30	26	0,65	13	1,81
26	56,92	18	13,53	5	1,16	18	0,00	19	0,54	14	1,18	12	0,62	26	1,69
19	53,32	25	10,63	1	1,16	26	0,00	15	0,31	19	0,93	19	0,56	19	1,24
10	50,95	12	7,23	16	0,91	19	0,00	25	0,23	15	0,60	13	0,44	15	1,16

1 — кианит-силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы Карело-Кольского региона (юг Кольского полуострова), 2 — те же гнейсы северо-западной части Кольского полуострова, 3 — те же гнейсы всего региона, 20 — те же гнейсы Неблагоры, 28 — те же гнейсы Карелии; 5 — биотитовые и биотит-мусковитовые гнейсы Кольского полуострова, 16 — те же гнейсы юга Кольского полуострова, 17 — те же гнейсы северо-западной части Кольского полуострова, 15 — кианит-силлиманитовые кейвские сланцы, 10 — глины Русской платформы, 12 — пески Русской платформы, 13 — песчано-глинистые отложения Северной Америки, 14 — глины Северной Америки, 18 — континентальные глины холодного климата, 19 — континентальные глины жаркого влажного климата, 24 — граувакковые песчаники, 25 — аркозовые песчаники, 26 — глины всех типов, 27 — морские глины (Давиденко, Макиевский, 1969, 1970).

Таблица 31

Средний химический состав метаморфических пород

Выборка	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Число анализов
4	65,84	16,46	1,22	2,19	2,72	2,87	3,16	2,12	85
29	65,73	17,00	1,25	3,70	2,66	3,05	3,34	2,49	44
30	65,51	15,85	1,24	5,47	2,92	2,40	2,91	1,90	20
7	62,83	16,74	1,88	3,63	2,47	5,51	4,22	1,43	17
6	71,12	15,35	1,25	1,10	0,85	2,70	4,18	2,69	35

Примечание. Выборка 4 — гранат-биотитовые гнейсы Кольского полуострова; выборка 29 — гранат-биотитовые гнейсы юга Кольского полуострова; выборка 30 — гранат-биотитовые гнейсы северо-западной части Кольского полуострова; выборка 7 — биотит-амфиболовые гнейсы; выборка 6 — биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы керетьской свиты.

показывает число случаев неразличимости составов по одному и тому же компоненту для 95%-ной и 99%-ной зон значимости, а суммирование числа случаев неразличимости по вертикали показывает относительную меру сходства сравниваемых пород. При неразличимости выборок по 8 компонентам устанавливается «полное» сходство, по 7 — «весьма

Таблица 32

Уровень значимости различий

Число степеней свободы	Критические значения $\bar{x}$, вес. %									Зона значимости
	t-критерий	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	FeO	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2	
186	1,9735	0,78	0,41	0,62	0,55	0,53	0,90	1,63	2,35	95%
32	2,0369	0,81	0,42	0,64	0,57	0,54	0,93	1,69	2,43	95%
186	3,3398	1,34	0,69	1,06	0,94	0,89	1,53	2,77	3,98	99%
32	3,6218	1,42	0,75	1,14	1,02	0,97	1,66	3,00	4,31	99%

Таблица 33

Сходство составов кианитовых гнейсов Карелии (выборка 28) и некоторых осадочных пород, принятых за эталоны сравнения (Цифры соответствуют номерам выборок по табл. 30)

Окислы	10	12	13	14	18	19	24	25	26	27	10	12	13	14	18	19	24	25	26	27
SiO_2			+		+		+						+		+		+			
Al_2O_3			+							+	+		+				+			+
Fe_2O_3							+									+	+	+		
FeO																				
MgO	+										+									
CaO			+		+		+		+				+		+		+		+	
Na_2O							+										+			
K_2O		+	+	+			+		+		+	+	+	+	+	+	+		+	+
Всего	1	1	4	1	2	0	5	0	2	1	3	1	4	1	3	2	6	1	2	2
Зона значимости	95%										99%									

Таблица 34

Сходство осадочных (выборки группы А) и метаморфических (выборки группы Б) пород по всем компонентам сравнения

Б/А	10	19	26	14	27	18	24	13	12	25	10	19	26	14	27	18	24	13	12	25
1	1	0	2	1	1	2	5	4	1	0	2	2	2	1	2	2	5	4	1	1
2	3	1	1	2	2	0	2	1	1	2	3	2	3	4	3	2	2	3	2	3
20	2	0	1	1	2	3	5	1	0	1	2	1	2	1	4	3	7	3	2	1
3	1	0	2	1	2	1	2	2	1	1	2	2	2	1	3	3	5	4	2	2
15	1	6	2	2	1	1	3	1	2	3	2	7	4	3	2	2	3	4	4	4
16	1	0	1	2	3	2	5	3	3	1	2	1	3	2	4	3	7	4	3	1
17	1	0	2	2	1	2	5	4	3	1	2	2	3	3	2	3	7	5	4	2
5	1	0	1	2	3	2	4	4	3	0	2	2	3	2	3	3	6	5	3	1
28	1	0	2	1	1	2	5	4	1	0	3	2	2	1	2	3	6	4	1	1
4	0	0	1	1	1	1	5	3	1	0	3	2	2	1	4	3	6	4	5	1
7	0	2	1	0	2	1	5	3	2	1	2	2	1	2	2	2	5	4	4	1
6	2	1	2	1	2	1	4	2	2	2	2	2	3	2	2	3	4	4	4	3
Зона значимости	95%										99%									

Таблица 35

Сходство составов гнейсов и осадочных пород по 4 компонентам и более

Выборка	Район	Число компонентов сходства					Характеристика пород
		4	5	6	7	8	
2	Северо-западная часть Кольского полуострова	14					Кианит-силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы лоухской свиты
1	Карелия и юг Кольского полуострова	13	24				
28	Карелия	13		24			
20	Неблагора	27			24		
30	Северо-западная часть Кольского полуострова	18			24		Гранат-биотитовые гнейсы лоухской свиты
29	Юг Кольского полуострова	27				24	
		13					
17	Северо-западная часть Кольского полуострова	12	13		24		Биотитовые и биотит-мусковитовые гнейсы лоухской свиты
16	Юг Кольского полуострова	27					
		13			24		

сильное», по 6 — «сильное», по 5 — «явное», по 4 — «заметное» сходство.

Неразличимость выборок по 3, 2, 1 компонентам свидетельствует лишь о тенденции сходства и может быть использована для суждения об условиях седиментации исходных пород. По данным сравнения (см. табл. 33) кианитовые гнейсы Карелии «явно» сходны с граувакками (выборка 24). Кианитовые гнейсы различных геоструктурных зон Балтийского щита отличаются друг от друга (см. табл. 36), причиной чего, как мы полагаем, являются отличия во времени и условиях осадконакопления исходных пород.

Результаты общего сравнения всех составов (метаморфитов и осадочных эталонов) приведены в табл. 34. Эти материалы служат основой для суждения о причинах сходства — различия.

В самом общем плане устанавливается, что наиболее мигматизированные гранито-гнейсы и биотитовые гнейсы керетьской свиты (выборка 6) заметно сходны с песками Русской платформы (выборка 12), с песчано-глинистыми породами группы «В» Северной Америки (выборка 13) и граувакками (выборка 24), т. е. с терригенными породами.

Амфибол-биотитовые гнейсы хетоламбинской свиты (выборка 7) явно сходны с граувакками (5 случаев сходства) и заметно сходны с песками и песчано-глинистыми отложениями (выборки 12, 13). Амфиболиты лоухской свиты наиболее сходны с основными породами (Давиденко, Макиевский, 1969). Исходными породами для хетоламбинской толщи могли быть основные эффузивы в переслаивании с терригенными осадками.

Для пород лоухской свиты установлено (см. табл. 35, 36) неразличимость кианитовых гнейсов по трехвалентному железу, магнию, кальцию и калию (99%-ная зона). Наиболее контрастны составы кианитовых гнейсов по двухвалентному железу, менее — по натрию; только выборки 3 и 28 различимы по содержанию кремния и алюминия.

Сопоставляя составы кианитовых, гранат-биотитовых и биотит-мусковитовых гнейсов лоухской свиты с граувакками, мы устанавливаем падение меры сходства в ряду: 29, 30, 17, 16, 20, 28, 4, 5, 1, 3, 2. Наиболее контрастны грауваккам гнейсы выборки 2 (северо-запад Кольского полуострова) — они обнаруживают заметное сходство с глинами

(выборка 14), тогда как кианитовые гнейсы Карелии и юго-западной части Кольского полуострова более сходны с граувакками; для выборок 1, 28 установлена тенденция близости с песчано-глинистыми отложениями, а кианитовые гнейсы Неблагоры (выборка 20) заметно сходны с морскими глинами. Гранат-биотитовые гнейсы северо-западной части Кольского полуострова (выборка 30) заметно сходны с континентальными глинами холодного климата (выборка 18), а гранат-биотитовые гнейсы юго-западной части полуострова (выборка 29) заметно сходны с морскими глинами (выборка 27) и с песчано-глинистыми отложениями (выборка 13).

Биотит-мусковитовые гнейсы северо-западной части Кольского полуострова (выборка 17) явно сходны с песчано-глинистыми осадками (выборка 13) и заметно сходны с песками (выборка 12), а аналогичные гнейсы юго-западной части полуострова (выборка 16) «заметно» сходны с морскими глинами (выборка 27) и песчано-глинистыми отложениями (выборка 13).

Из вышеизложенного был сделан вывод о различии условий осадконакопления исходных пород: в условиях геосинклинальной системы Енско-Лоухского синклинория (Беломорского мегаантиклинория) протопороды метаморфитов низов лоухской свиты были представлены глинами, выше разрез сменялся песчано-глинистыми отложениями и песками, а затем граувакками (типичный регрессивный разрез на фоне роста контраста рельефа). На северо-западе Кольского полуострова низы разреза протопород лоухской свиты, вероятнее всего, были представлены песками и песчано-глинистыми отложениями, вверх по разрезу они сме-

Таблица 36

Сходство составов кианитовых гнейсов различных районов Кольского полуострова и Карелии

Выборки	Неразличимые содержания									Выборки	Неразличимые содержания									
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Σ		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Σ
1—2	+	+	+	+	+	+	+	+	6	1—2	+	+	+	+	+	+	+	+	8
1—3	+	+	+		+		+	+	8	1—3	+	+	+		+	+	+	+	8
1—20	+	+	+	+	+	+	+	+	6	1—20	+	+	+	+	+	+	+	+	7
1—28	+	+	+	+	+	+	+	+	8	1—28	+	+	+	+	+	+	+	+	8
2—3	+	+	+		+		+	+	8	2—3	+	+	+		+	+	+	+	8
2—20	+	+	+	+	+	+	+	+	3	2—20	+	+	+	+	+	+	+	+	6
2—28	+	+	+	+	+	+	+	+	4	2—28	+	+	+	+	+	+	+	+	6
3—20	+	+	+	+	+	+	+	+	8	3—20	+	+	+	+	+	+	+	+	8
3—28	+	+	+	+	+	+	+	+	8	3—28	+	+	+	+	+	+	+	+	8
20—28	+	+	+	+	+	+	+	+	5	20—28	+	+	+	+	+	+	+	+	7
Зона значимости	95%									Зона значимости	99%									

нялись более тонкозернистыми песчано-глинистыми и глинистыми отложениями, а верхи разреза сложены глинами. Таким образом, для северо-западной части полуострова типичен трансгрессивный разрез (на фоне падения контрастности рельефа).

Состав кианитовых сланцев свиты кейв отвечает составу континентальных глин влажного и жаркого климата (выборка 19).

Описанный метод является дополнительным к общепринятым методам литологических исследований глубокометаморфизованных толщ докембрия.

ЭКЛОГИТЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ АМФИБОЛИТЫ КОКЧЕТАВСКОГО ДОКЕМБРИЙСКОГО МАССИВА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕНЕЗИС

При обсуждении генезиса эклогитов петрохимические и геохимические данные обычно используются для сопоставления этих пород с разнообразными изверженными породами в связи с проблемами возникновения и эволюции основных и ультраосновных расплавов и состава верхней мантии. Но относительно ряда типов эклогитов, залегающих в метаморфических комплексах, высказаны гипотезы первично осадочного их происхождения (Hernes, 1954; Hahn — Weinheimer, 1959; Трусова, 1956; Медведева, 1960 б; Smulikowski, 1964; Розен, 1969). Отсюда следует, что для проверки и обоснования этих гипотез необходимы иные сопоставления. Данная работа, выполненная в Секторе геологии и геохимии метаморфических пород ВИМСа под научным руководством акад. А. В. Сидоренко, является опытом использования данных по вещественному составу эклогитов применительно к гипотезам первично осадочного происхождения этих пород. При сопоставлении состава исходных пород, эклогитов и амфиболитов, образовавшихся в результате ретроградного метаморфизма, удается наметить возможные причины некоторых особенностей залегания эклогитов в метаморфических комплексах (согласные и округленно-линзовидные бескорневые блоки, облекаемые со всех сторон вмещающими породами). Эти особенности, отмеченные еще П. Эскола (Escola, 1921 б), обусловливают неопределенность в установлении первичной природы ряда типов рассматриваемых горных пород. До сих пор они не получили определенного объяснения.

Геологическое положение. Геологические и петрологические особенности эклогитов Кокчетавского докембрийского массива и сопровождающих их пород, так же как их возраст и вопросы происхождения достаточно подробно освещены в литературе, а библиографические данные приведены ранее (Розен, 1969), поэтому ниже приводятся лишь отдельные сведения, необходимые для рассмотрения затронутых вопросов. В стратиграфическом разрезе докембрия эклогиты располагаются в пределах двух нижних свит зерендинской серии — берлыкской, мощность которой составляет более 3000 м, и вышележащей жолдыбайской (2000 м). Вмещающими породами являются седиментогенные гранат-слюдяно-кварцевые сланцы с силлиманитом, кордиеритом, дистеном, обнаруживающие иногда признаки ритмичной слоистости и содержащие прослои метаморфизованных полимиктовых конгломератов, доломитовых мраморов и ассоциирующих с ними плагиоклаз-диопсидовых пород (Розен, 1967 а, б).

Эклогиты и генетически связанные с ними амфиболиты Кокчетавского массива, как и в других метаморфических комплексах, образуют замкнутые в пространстве бескорневые округлые удлиненные, нередко пластообразные тела размером в первые метры и десятки метров, редко от сантиметров и до сотен метров, вытянутые вдоль по простиранию вмещающих толщ, и отчетливо группирующиеся в цепочки, подчеркивающие складчатое строение вмещающих пород. Контакты их резкие,

отчетливые, зоны переходов, наблюдаемые по шурфам и скважинам, не превышают 1—2 см (Розен, 1967 б, 1969). Эти породы сложены пиропальмандиновым гранатом, омфацитом, кварцем и рутилом. В равновесных ассоциациях с гранатом и омфацитом иногда присутствует буроватая роговая обманка. Почти в каждом обнажении эклогитов наблюдаются наложенные ситовидные порфиробласты роговой обманки, замещающей минералы эклогита, а нередко эклогиты по простиранию переходят сначала в гранатовые, а далее — в безгранатовые амфиболиты. Этот процессе наиболее полно проявлен в зонах развития мигматитов и гнейсов, где эклогиты почти целиком замещены амфиболитами. Последние обычно сложены роговой обманкой, плагиоклазом (состава от олигоклаза до андезита и от андезита до лабрадора) и кварцем с примесью ильменита или сфена. Часто присутствуют гранат или цоизит.

Особого внимания заслуживают разновидности эклогитов с пониженным содержанием омфацита или не содержащие его вообще. Образующиеся в этом случае кварц-гранатовые породы (гранатиты) сложены идиобластическими зернами граната *, заключенными среди кварца, в виде примеси присутствует рутил. По краям блоков эти породы непосредственно в обнажениях переходят в амфиболиты, состоящие из амфибола ряда роговой обманки, цоизита и кварца с примесью сфена, ильменита и реликтового корродированного граната *. Гранаты из гранатита и амфиболита почти одинаковы (пироп 29—31%, альмандин 57—58%, спессартин 2,8—5,2%, гроссуляр 8—10%) и весьма близки к гранатам эклогитов метаморфических комплексов и гранулитов (Соболев, 1964). Эти данные показывают, что гранатиты возникли одновременно с эклогитами в тех же условиях температуры и давления, а затем те и другие одновременно подверглись амфиболитизации. По характеру залегания, размерам блоков с редкими отчетливыми контактами они не отличаются от эклогитов, вместе с которыми образуют единые сильно будинированные пласты (рис. 19).

Появление гранатитов в одном пласте с эклогитами при отмеченной выше общности процессов метаморфизма приводит нас к выводу об изменчивости слоев исходных пород по латерали.

Сопоставление эклогитов и амфиболитов. Результаты исследования химического состава рассматриваемых пород позволяют представить химизм процесса амфиболитизации. Аналитические данные и необходимые сопоставления приведены в таблицах 37—42. Схема геологического строения рассматриваемой территории с данными по распределению проб опубликована ранее (Серых, Розен, 1969). Там же отмечалось, что распределение петрогенных элементов подчиняется нормальному закону. Распределение элементов-примесей также соответствует нормальному закону.

Оценка значимости различий содержаний породообразующих компонентов ** в эклогитах различных свит показывает, что в зависимости от стратиграфического положения эти породы заметно отличаются по валовому составу (см. табл. 38). Эклогиты жолдыбайской свиты по сравнению с эклогитами берлыкской содержат меньше SiO_2, MgO и

---

* Состав граната из гранатита и реликтового граната амфиболита по гранатиту: SiO_2 41,10; 41,86 (соответственно); TiO_2 0,40; 0,40; Al_2O_3 20,86; 22,40; Fe_2O_3 2,37; 2,73; FeO 22,91; 20,53; MnO 2,29; 1,12; MgO 7,01; 7,03; CaO 2,58; 2,94; Na_2O не обн.; K_2O 0,4; 0,4; п. п. п. не обн. Слабоокрашенный буроватый амфибол из амфиболита по гранатиту имеет 2V от —84 до +88; $c:Ng$=15—18; Np=1,615, Nm=1,640; Ng=1,646. Для сравнения определены константы омфацита из близлежащего эклогита: 2V=+62°; $c:Ng$=42; буровато-зеленый амфибол из амфиболита по этому эклогиту имеет 2V= =+80°, $c:Ng$=16°, плагиоклаз — № 32.

** В статье используются параметры $\overline{x}$ (среднее арифметическое), S^2 (дисперсия), вычисленные на ЭВМ, и для установления достоверности различий — критерии t (Стьюдента), F (Фишера), и d, вычисленные С. В. Головней по формулам (Бондаренко, 1970; Большев, Смирнов, 1965; Беус, Григорян, 1965).

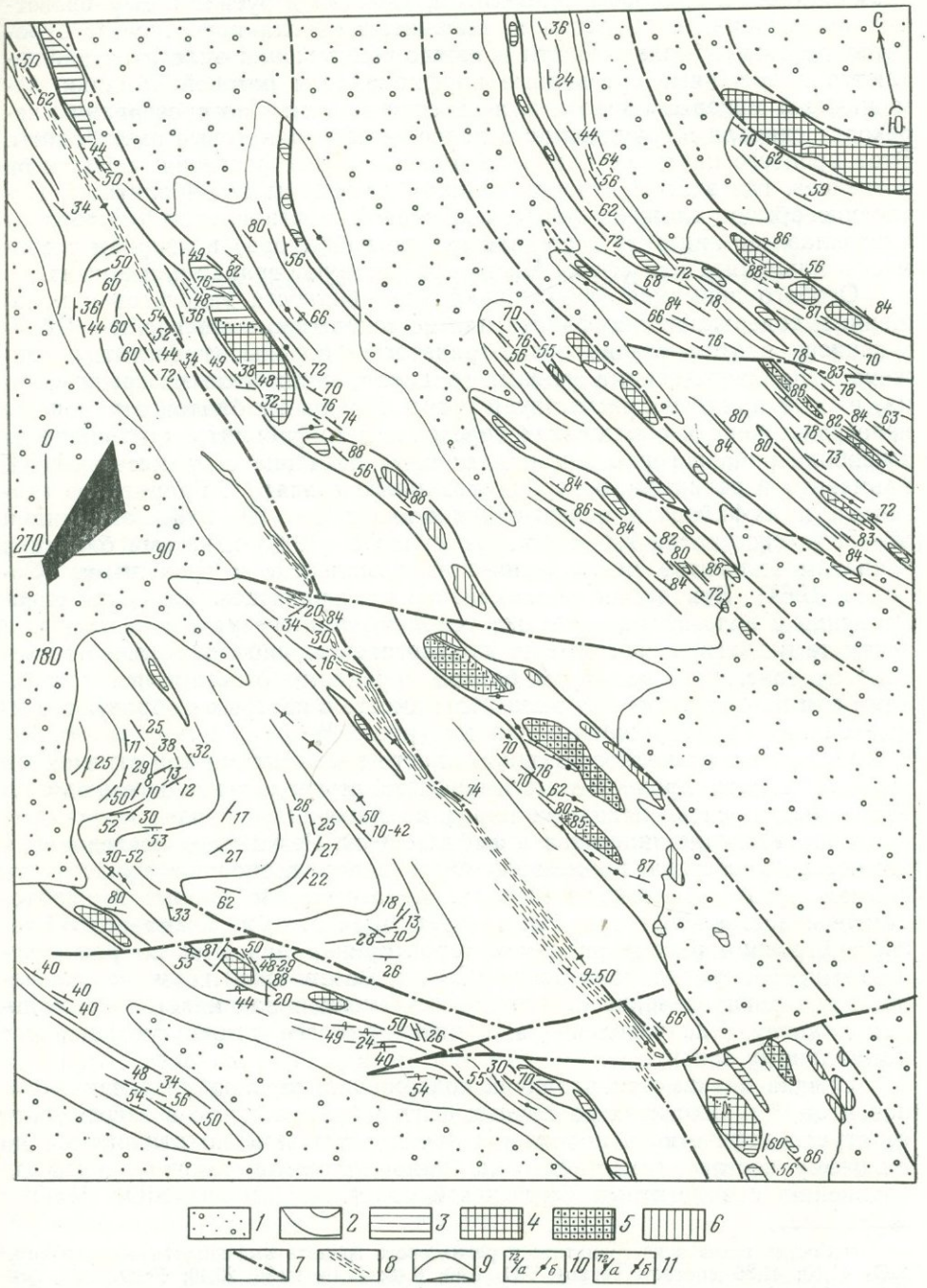


Рис. 19. Соотношение эклогитов и кварцевых гранатитов в докембрии Кокчетавского массива (район пос. Кулет)

1 — закрытые участки; *2* — гранат-дистен-биотит-кварцевые сланцы; *3* — амфиболиты по эклогитам; *4* — эклогиты; *5* — гранатиты; *6* — амфиболиты по гранатитам; *7* — разрывные нарушения; *8* — зоны милонитизации; *9* — предполагаемые контуры пластов; *10* — залегание поверхностей гнейсовидности: *а* — наклонное, *б* — вертикальное; *11* — залегание поверхностей милонитизации: *а* — наклонное, *б* — вертикальное. В левой части рисунка заливкой показана роза-диаграмма азимутов падения поверхностей гнейсовидности

Таблица 37

Основные параметры распределения петрогенных элементов в эклогитах и связанных с ними породах Кокчетавского массива *

Окислы	Эклогиты						Амфиболиты						Гранатиты	
	Берлыкская свита $n_1 = 17$		Жолдыбайская свита $n_2 = 29$		Среднее** $n_3 = 46$		Берлыкская свита $n_4 = 9$		Жолдыбайская свита $n_5 = 9$		Среднее** $n_6 = 18$		Среднее $n_7 = 4$	
	$\bar{x}_1$	S_1^2	$\bar{x}_2$	S_2^2	$\bar{x}_3$	S_3^2	$\bar{x}_4$	S_4^2	$\bar{x}_5$	S_5^2	$\bar{x}_6$	S_6^2	$\bar{x}_7$	S_7^2
SiO_2	49,04	2,03	48,44	8,32	48,66	6,03	51,97	44,87	47,00	5,02	49,48	24,94	55,78	95,97
TiO_2	1,43	0,32	2,02	0,84	1,80	0,65	1,33	0,65	2,30	0,78	1,81	0,71	0,53	0,05
Al_2O_3	14,40	1,51	14,40	5,40	14,40	4,00	14,32	3,18	13,89	12,16	14,10	7,66	13,74	6,85
Fe_2O_3	2,60	2,39	2,89	3,16	2,78	2,87	3,29	2,02	3,11	1,10	3,20	1,58	2,36	2,40
FeO	10,95	3,03	13,38	8,17	12,48	6,30	9,35	7,84	12,56	8,42	10,95	8,13	16,76	22,30
MnO	0,23	0,06	0,24	0,01	0,23	0,01	0,19	0,01	0,22	0,01	0,20	0,01	1,15	0,02
MgO	7,25	3,16	5,50	3,53	6,14	3,39	5,86	4,30	6,31	2,58	6,08	3,43	6,32	12,92
CaO	10,94	1,59	10,66	2,60	10,76	2,21	8,56	9,61	10,02	1,73	9,29	5,67	2,75	2,53
Na_2O	1,64	0,20	1,64	0,31	1,64	0,27	1,98	0,76	1,77	0,22	1,87	0,49	0,02	0,00
K_2O	0,37	0,06	0,29	0,06	0,31	0,06	1,36	1,03	0,71	0,13	1,03	0,58	0,10	0,00
P_2O_5	0,22	0,76	0,24	0,02	0,23	0,28	0,16	0,21	0,18	0,01	0,17	0,11	0,04	0,00
П.п.п.	1,04	0,40	0,44	0,28	0,66	0,32	1,89	1,06	1,09	0,60	1,49	0,83	Не обн.	—

* Суммы окислов не приведены к 100%.

** $\bar{x}_3 = \frac{n_1\bar{x}_1 + n_2\bar{x}_2}{n_1 + n_2}$; $S_3^2 = \frac{S_1^2(n_1 - 1) + S_2^2 - (n_2 - 1)}{n_1 + n_2 - 2}$. Аналогично вычислялись $\bar{x}_6$ и S_6^2 исходя из $\bar{x}_4$, $\bar{x}_5$, S_4^2, S_5^2.

Таблица 38

Оценка значимости различий основных параметров распределения петрогенных элементов в эклогитах и амфиболитах Кокчетавского массива

Окислы	Эклогиты берлыкской и жолдыбайской свит ($\bar{x}_1$ и $\bar{x}_2$ по табл. 37)		Эклогиты и амфиболиты берлыкской свиты ($\bar{x}_1$ и $\bar{x}_4$ по табл. 37)		Эклогиты и амфиболиты жолдыбайской свиты ($\bar{x}_2$ и $\bar{x}_5$ по табл. 37)		Эклогиты (в среднем) и амфиболиты (в среднем) ($\bar{x}_3$ и $\bar{x}_6$ по табл. 37)	
	t	F	t	F	t	F	t	F
SiO_2	2,60*	4,10*	1,77	22,10*	1,35	1,67	0,88	4,14*
TiO_2	7,90*	2,62*	0,36	2,03	0,80	1,08	0,04	1,09
Al_2O_3	0,00	3,58*	0,13	2,11	0,50	2,26*	0,08	1,92*
Fe_2O_3	0,18	1,32	0,11	1,18	0,34	2,72	0,64	1,82
FeO	10,40*	2,70*	1,81	2,59*	0,75	1,03	2,10*	1,29
MnO	1,25	1,28	1,15	1,64	0,62	1,24	1,30	1,13
MgO	10,10*	1,17	1,76	1,36	1,10	1,37	0,03	1,01
CaO	0,20	1,64	2,81*	6,04*	1,10	1,52	1,35	2,56*
Na_2O	0,00	1,55	1,36	3,80*	0,70	1,41	1,42	1,81
K_2O	3,40*	1,05	4,00*	16,61*	3,75*	2,16	5,76*	9,67*
P_2O_5	0,39	42,50*	0,18	3,64*	1,56	3,33*	0,47	2,54*
П.п.п.	11,20*	1,42	5,45*	2,66*	2,82*	2,14	5,43*	2,59*

* Значения, указывающие на достоверные различия.

больше TiO_2 и FeO (надежность различий 99,0—99,9). Некоторые различия также устанавливаются для K_2O и летучих компонентов (п.п.п.*). Гранатиты отличаются от эклогитов достаточно отчетливо (см. табл. 37). В то же время между эклогитами разных свит не устанавливается различий по содержанию Co, Ni, Cr, V, Rb, Ba, Sr, Zn, Sn, Pb, Cu, Mo, Zr, Ga, F, B.

Содержания перечисленных элементов в гранатитах и эклогитах сопоставимы (см. табл. 39). При этом содержания Cr, Ba, Sr, Sn, Zr, F и B значимо не различаются, а остальные элементы обнаруживают несколько пониженные концентрации, что, по-видимому, связано с разным составом исходных пород.

При переходе эклогитов в амфиболиты по каждой свите в отдельности, так же как и по объединенным совокупностям, изменения содержаний большинства петрогенных элементов не устанавливается. Увеличивается только содержание K_2O (на 0,42—0,99%) и летучих компонентов (п.п.п. на 0,65—0,85%) с надежностью 99,9% (см. табл. 38, 39). Для берлыкской свиты свойственно уменьшение содержаний CaO (надежность 99%), хотя по объединенным совокупностям (эклогиты в целом и амфиболиты в целом) этого не отмечается, а выявляется лишь незначительное по величине понижение концентраций FeO (1,53 с достоверностью 96,2%). С надежностью 95,0—99,9% устанавливается увеличение дисперсий для Al_2O_3 (в обеих свитах порознь) и для SiO_2, FeO, CaO, Na_2O (в берлыкской свите), а по объединенным совокупностям — для SiO_2, Al_2O_3, CaO.

Поведение элементов-примесей при превращении эклогитов в амфиболиты в пределах жолдыбайской свиты (см. табл. 39, 40) показывает, что достоверных различий в содержаниях Co, Ni, V, Ba, Sr, Pb, Zn, Rb, Mo, Sn, Cu, F, B, Ga не наблюдается. Лишь для Cr и Zr отмечается уменьшение содержаний с надежностью 99,0—99,7%. Сравнение со средним эклогитом показывает уменьшение содержаний Zr и увеличение F (см. табл. 40).

* Определение состава летучих компонентов в ряде проб показало, что они практически полностью представлены H_2O.

Таблица 39

Основные параметры распределения элементов-примесей в эклогитах и амфиболитах Кокчетавского массива *

	Число проб					Берлыкская свита		Жолдыбайская свита				Среднее для эклогита		Гранатит		$\bar{x}$, %
						эклогит		эклогит		амфиболит						
	n_1	n_2	n_3	n_4	n_5	$\bar{x}_1$	S_1^2	$\bar{x}_2$	S_2^2	$\bar{x}_3$	S_3^2	$\bar{x}_4$	S_4^2	$\bar{x}_5$	S_5^2	
B	4	9	8	13	4	19,0	54,6	14,5	55,4	19,5	19,4	15,8	55,3	17,5	67,0	10^{-4}
F	4	9	8	13	4	2,8	7,1	5,9	5,2	7,4	4,6	5,0	7,5	5,1	23,0	10^{-2}
V	4	9	8	13	4	5,0	1,7	7,2	7,5	6,0	25,1	6,5	6,6	1,6	1,1	10^{-2}
Cr	4	9	8	13	4	3,3	6,2	1,8	3,2	1,1	1,1	2,3	4,2	1,0	1,2	10^{-2}
Co	4	9	8	13	4	9,3	3,9	9,4	2,5	8,3	12,1	9,4	2,6	4,0	8,3	10^{-3}
Ni	4	9	8	13	4	2,4	0,6	2,1	0,2	2,0	0,4	2,2	0,3	0,8	0,6	10^{-2}
Cu	4	9	8	13	4	2,0	0,08	1,5	0,3	1,2	1,0	1,7	0,2	0,2	0,06	10^{-2}
Zn	4	9	8	13	4	1,2	0,06	1,5	0,4	1,2	0,2	1,4	0,3	1,7	0,5	10^{-2}
Ga	4	9	8	13	4	1,4	0,2	1,5	0,2	1,4	0,2	1,5	0,2	1,0	0,06	10^{-3}
Rb	4	5	8	9	4	2,5	0,3	2,4	1,3	6,3	48,7	2,4	0,7	1,5	0,3	10^{-3}
Sr	4	8	7	12	4	1,8	0,7	1,6	0,2	2,2	1,7	1,7	0,3	2,5	8,4	10^{-2}
Zr	3	9	8	12	4	2,6	4,5	1,7	0,2	1,2	0,1	2,0	1,1	1,2	0,1	10^{-2}
Mo	4	9	8	13	4	2,1	1,0	2,3	3,1	1,2	0,8	2,2	2,3	1,0	0,2	10^{-4}
Sn	4	9	8	13	4	7,5	56,3	12,7	45,4	11,0	26,3	11,1	50,0	15,0	10,0	10^{-4}
Ba	4	8	7	12	4	1,4	0,07	1,6	0,3	1,9	1,2	1,5	0,2	2,7	9,3	10^{-2}
Pb	4	9	8	13	4	19,0	11,3	25,1	68,6	37,3	621,1	23,2	57,2	14,7	6,9	10^{-4}

* Определение проводилось в лаборатории Центральной геолого-геохимической партии ИМГРЭ количественным спектральным методом: B (чувствительность $6 \cdot 10^{-4}$%, относительная ошибка ±30%, F ($5 \cdot 10^{-3}$%, ±20%), V ($1 \cdot 10^{-4}$%, ±10%), Cr ($3 \cdot 10^{-4}$%, ±10%), Co ($3 \cdot 10^{-4}$%, ±10%), Ni ($1 \cdot 10^{-4}$%, ±10%), Cu ($5 \cdot 10^{-4}$%, ±25%), Zn ($1 \cdot 10^{-3}$%, ±10%), Ga ($2 \cdot 10^{-4}$, ±20%), Zr ($5 \cdot 10^{-3}$%, ±30%), Sn ($1 \cdot 10^{-4}$%, ±10%). Mo ($1 \cdot 10^{-5}$%, ±30%), Pb ($3 \cdot 10^{-4}$%, ±20%). Методом пламенной спектрофотометрии определялся Rb ($1 \cdot 10^{-3}$%, ±20%). В лаборатории ВИМСа количественным спектральным методом определялись Ba ($1 \cdot 10^{-2}$%, ±20%), Sr ($1 \cdot 10^{-2}$%, ±25%).

В целом процесс преобразования эклогитов в амфиболиты близок к изохимическому как по содержанию петрогенных элементов, так и по содержанию элементов-примесей. Этот процесс сопровождается относительно небольшим, отчетливо и повсеместно проявляющимся привносом воды, калия, и, вероятно, фтора. Отчетливого выноса каких-либо определенных петрогенных элементов не устанавливается, что позволяет высказать предположение об увеличении объема при переходе от эклогита к амфиболиту, чем, возможно и объясняется уменьшение содержаний некоторых элементов-примесей.

Таблица 40

Оценка значимости различий средних содержаний элементов-примесей в эклогитах и амфиболитах Кокчетавского массива

	Эклогиты берлыкской и жолдыбайской свит ($\bar{x}_1$ и $\bar{x}_2$ по табл. 39)	Эклогиты и амфиболиты жолдыбайской свиты ($\bar{x}_2$ и $\bar{x}_3$ по табл. 39)	Эклогиты (среднее) и амфиболиты (среднее) (по табл. 39)
	t	t	t
B	1,01	1,73	1,40
F	2,01	1,34	2,25*
V	1,97	0,62	0,26
Cr	1,07	3,45*	1,74
Co	0,11	0,80	0,82
Ni	0,53	0,61	0,84
Cu	1,98	0,92	1,26
Zn	1,39	1,54	1,24
Ga	0,09	0,45	0,52
Rb	0,17	1,56	1,55
Sr	0,36	1,10	0,96
Zr	0,73	3,29*	2,23*
Mo	0,31	1,72	1,91
Sn	1,20	0,61	0,05
Ba	0,81	0,65	0,85
Pb	1,89	1,31	1,56

* Значения, указывающие на достоверные отличия.

Выявленное увеличение дисперсий указывает на повышение степени неравномерности или на перераспределение элементов в процессе перекристаллизации породы. Большая степень увеличения дисперсий и выявленное уменьшение содержаний CaO в нижележащей берлыкской свите указывают на то, что процесс амфиболитизации эклогитов проходил интенсивнее на большей глубине, где, очевидно, воздействие теплового потока и глубинного флюида было более интенсивным.

Возможные исходные породы для эклогитов. Переходя к интерпретации полученных результатов применительно к определению исходных пород для эклогитов, необходимо сделать некоторые методические замечания.

Соотношение изменений химического состава пород при метаморфизме и явлений «изохимического» метаморфизма относится к числу дискуссионных проблем петрологии. Результаты специальных исследований пелитовых пород, комплексов глаукофановых сланцев и пород основного состава показывают, что в ряде случаев заметное направленное изменение химического состава пород в условиях нарастающего регионального метаморфизма отсутствует вплоть до образования эклогитов *.

* Более подробное рассмотрение этой проблемы выходит за рамки данной работы и частично приведено в других исследованиях (Добрецов и др., 1970; Сидоренко, Теняков и др., 1972).

Таблица 41

Сопоставление теоретического компонентного состава исходных осадочных пород для эклогитов Кокчетавского массива и реального состава глин

Эклогиты Кокчетавского массива, пересчет средних составов по табл. 37 (вес. %), с поправкой на содержание летучих (H_2O, CO_2), (Розен, 1970)			Красноцветные глины заунгузской свиты неогена Туркмении (Сидоренко и др., 1973)	
Теоретически возможные компоненты исходного осадка	Берлыкская свита	Жолдыбайская свита	Образец Т-1	Компоненты реального осадочного аналога
Обломочный компонент (кварц)	6,23	6,82	25,92	Обломочный компонент, главным образом кварц, в том числе:
			0,01	песчаный компонент,
			25,91	алевритовый компонент
Пелитовый компонент (всего)	59,08	58,73	49,81	Пелитовый компонент, главным образом палыгорскит, монтмориллонит, гидрослюды
монтмориллонитовая глина	48,54	49,48		
каолинитовая глина	6,33	6,45		
гидрослюдистая глина	4,21	2,80		
Сумма компонентов «нерастворимого остатка»	65,31	65,55	75,73	
Карбонатный компонент (всего)	24,46	21,35	18,44	Карбонатный компонент (доломит)
доломит	19,60	13,13		
кальцит	4,86	8,22		
Железистый компонент (гематит)	10,23	13,10	5,17**	Железистый компонент (гидроокислы железа)
Сумма «растворимых» компонентов	34,69	34,45	23,61	
Общая сумма компонентов	100,00	100,00	99,34	
Соотношение компонентов (пелитовый: карбонатный: железистый)	2,4 : 1 : 0,4	2,8 : 1 : 0,6	2,7 : 1 : 0,3	
Расхождения с исходными данными анализа *				
Al_2O_3	+0,94	+0,62		
Na_2O	—0,06	—0,11		

* Знак + означает превышение результатов пересчета над исходными данными, знак — означает занижение (вес. %).

** Определено исходя из содержания железа в солянокислой вытяжке с принятым для лимонита содержанием воды 15%.

Эклогиты Кокчетавского массива являются регионально распространенными породами устойчивого полиминерального состава, участвующими в складчатом строении разнообразных вмещающих пород. Прямых петрографических и петрохимических признаков изменения химического состава исходных пород при образовании эклогитов не устанавливается, поэтому при дальнейшем рассмотрении затронутых вопросов можно сделать допущение, что образование эклогитов проходило изохимически.

Поскольку при достижении определенных условий P и T любые породы соответствующего валового химического состава преобразуются в эклогиты (Грин, Рингвуд, 1968), следует ожидать возникновения эклогитов по разным исходным породам в каждом районе. Если учесть, что соответствующие пелитоморфные осадочные породы не сохраняют реликтовых структур при метаморфизме в противоположность магматическим породам (с их исходными зернистыми структурами, в которых,

кроме того, преобразования проходят значительно медленнее в силу почти полного отсутствия воды — Мельник, Ярощук, 1970), то естественно полагать, что находки реликтов магматических структур в отдельных обнажениях эклогитов не позволяют определить первичную природу всех эклогитовых пород данного региона. Существование нескольких типов эклогитов почти в каждом из районов их широкого распростране-

Таблица 42

Сопоставление эклогитов, изверженных пород основного состава (А), глин и глинистых сланцев (Б) (Виноградов, 1962) и глубоководных глинистых осадков (В) (Turekian, Wedepohl, 1961) по содержаниям элементов-примесей с помощью величины d (пояснения в тексте)

Элементы	А	Б	В
Co	11,1	16,8	4,5
V	6,3	7,3	7,3
Cr	0,5*	2,3	2,4
Ni	4,0	8,3	0,3*
Rb	7,7	62,8	30,7
Ba	11,5	50,0	165,3
Sr	16,8	18,6	0,6*
Sn	4,8	0,5*	4,8
Zn	0,6*	4,0	1,3*
Pb	7,2	1,5*	27,1
Mo	2,0	0,4*	60,4
Zr	3,3	0,0*	1,6*
F	1,7*	0,0*	10,6
B	5,2	42,1	104,4
Ga	2,5	12,5	4,1
Cu	5,8	9,4	6,6

* При $d<1{,}96$ различия отсутствуют, т. е. содержание элемента в эклогитах и сопоставляемых породах может быть принято одинаковым.

ния объясняется, вероятно, их гетерогенностью (Smulikowski, 1964; Escola, 1921; Удовкина, 1964; Архипенкова, 1965 и др.). В то же время очевидно, что отдельные указания на разделение этих пород на типы по геохимическому признаку (например, Фельдман, Пчелинцева, 1973) без учета геологической принадлежности к определенным свитам и т. д., так же как и обнаружение реакционных структур в дайках диабазов среди метаморфического комплекса (Перчук и др., 1969; Фации..., 1970), еще недостаточны сами по себе для генетической интерпретации эклогитов. Подробнее методические вопросы генетических исследований орто- и паракомплексов рассмотрены ранее (Сидоренко, Теняков и др., 1972).

Разнообразные сопоставления состава эклогитов и магматических пород основного состава, нередко используемые в качестве основы для суждения о первичной природе рассматриваемых пород, вероятно не могут быть в этом случае признаны достаточными, пока не изучены реальные седиментогенные породы, эквивалентные эклогитам, или их осадочные аналоги (Сидоренко, 1963). Было показано, что такие породы не только существуют, но и весьма широко распространены (Сидоренко, Теняков и др., 1968; Созинов, 1973). Это позволяет несколько иначе подойти к интерпретации особенностей петрохимии эклогитов Кокчетавского массива в рассматриваемом аспекте, используя новые данные (Сидоренко и др., 1973) по континентальным красноцветным глинам заунгузской свиты неогена Туркмении, среди которых достаточно широко распространены осадочные аналоги метаморфических пород

основного состава, и применяя литохимические пересчеты силикатных анализов метаморфических пород (Розен, 1970), позволяющие рассчитать нормативный компонентный состав предполагаемой исходной осадочной породы.

Непосредственное сравнение состава глины заунгузской свиты * и эклогитов обнаруживает значительную их близость, в частности, по соотношению щелочей. Наиболее существенное расхождение по SiO_2 объясняется присутствием обломков кварца в глине. Результаты гранулометрического и химического анализа (см. табл. 41) позволяют классифицировать эту осадочную породу как гематит-доломитисто-алевритовую глину с соотношением главных модальных компонентов (глинистого, карбонатного и железистого), равным 2,7; 1,0; 0,3. Близкие значения (2,4—2,8; 1,0; 0,4—0,6) получены и при расчете нормативного состава возможной исходной породы для эклогита **. Это позволяет считать указанный компонентный состав одним из возможных для первично осадочных пород, преобразованных позднее в эклогиты при изохимическом метаморфизме.

Пересчет химического состава гранатитов на компонентный состав осадочного аналога показывает, что эти породы, возможно, состояли из каолинитовой глины (32,6%), гидроокислов железа (18,8%) и свободного кремнезема (41,4%) с примесью доломита (7,2%), однако, если избыток магния был связан с железом в форме шамозита, то содержание карбоната в исходной породе было значительно меньше. Подобные породы могут, например, присутствовать в континентальной *** пестроцветной кремнисто-гетит-каолинитовой формации (Цеховский, 1970).

В этой связи интересно сопоставить приведенные выше содержания элементов-примесей (см. табл. 39) в эклогитах Кокчетавского массива с концентрациями в соответствующих осадочных и магматических породах. Поскольку в настоящее время еще нет необходимых аналитических данных по конкретным типам осадочных аналогов метаморфических пород основного состава, можно попытаться сопоставить полученные величины средних концентраций элементов-примесей с теми, которые известны для глинистых, карбонатно-глинистых отложений и изверженных пород основного состава (Виноградов, 1962; Turekian, Wedepohl, 1961).

Сопоставление содержаний элементов-примесей в эклогитах Кокчетавского массива со средними содержаниями в изверженных и осадочных породах проводилось по критерию d (Беус, Григорян, 1965),

$$d = \frac{|\bar{x} - \bar{\mu}|}{\frac{S}{\sqrt{n}}},$$

где $\bar{\mu}$ — математическое ожидание, т. е. наиболее вероятная реализация данной случайной величины или в рассматриваемом случае кларк элемента в определенном типе пород.

Результаты расчета (см. табл. 42) показывают, что по содержанию Co, V, Rb, Ba, Ga, B эклогиты достоверно отличаются от рассматриваемых магматических и осадочных пород.

Содержание в эклогитах V ($6{,}5 \cdot 10^{-2}$) значительно выше ($2 \cdot 10^{-2}$ в основных изверженных породах, $1{,}3 \cdot 10^{-2}$ в глинистых сланцах и глинах,

---

* Состав образца Т-1: SiO_2 46,92; TiO_2 0,84; Al_2O_3 13,49; Fe_2O_3 3,11; FeO 1,92; MnO 0,09; MgO 6,87; CaO 7,03; Na_2O 4,61; K_2O 0,84; CO_2 8,77; H_2O 1,34; п. п. п. 4,62; сумма 100,45.

** Расчет выполнен Н. А. Герасимовой по предложенному ранее методу (Розен О. М., 1970).

*** Проводимые сопоставления с континентальными отложениями преследуют цель показать принципиальную вероятность осадочного происхождения эклогитов, тогда как реконструкция условий седиментации требует дальнейших исследований.

$1{,}2 \cdot 10^{-2}$ в глубоководных глинистых осадках), а содержание Ba ($1{,}5 \cdot 10^{-2}$) существенно ниже, чем во всех сопоставляемых типах пород ($3 \cdot 10^{-2}$, $8 \cdot 10^{-2}$, $23 \cdot 10^{-2}$ соответственно). Концентрации элементов Rb ($2{,}4 \cdot 10^{-3}$), Ba ($1{,}5 \cdot 10^{-2}$), Ga ($1{,}5 \cdot 10^{-3}$), B ($15{,}8 \cdot 10^{-4}$), несмотря на значимость различий, располагаются в области более близкой к величинам, характерным для пород основного состава ($1{,}5 \cdot 10^{-3}$, $3{,}0 \cdot 10^{-2}$, $4{,}5 \cdot 10^{-10}$, $1{,}8 \cdot 10^{-3}$, $5{,}0 \cdot 10^{-4}$ соответственно), нежели для осадочных пород. С другой стороны, содержание Co ($9{,}4 \cdot 10^{-3}$) в эклогитах, более близко к его содержанию в осадочных породах ($7{,}4 \cdot 10^{-3}$, данные для глубоководных глинистых осадков). По содержанию Cu ($1{,}7 \cdot 10^{-2}$) эклогиты занимают промежуточное положение между изверженными породами основного состава ($1{,}0 \cdot 10^{-2}$), глубоководными глинистыми осадками ($2{,}5 \cdot 10^{-2}$), глинами и глинистыми сланцами ($0{,}57 \cdot 10^{-2}$). Эклогиты Кокчетавского массива достоверно не отличаются от осадочных пород по содержанию Sn ($11{,}1 \cdot 10^{-4}$), Pb ($23{,}2 \cdot 10^{-4}$), Mo ($2{,}2 \cdot 10^{-4}$), Zr ($2 \cdot 10^{-2}$), Ni ($2{,}2 \cdot 10^{-2}$), Sr ($1{,}7 \cdot 10^{-2}$), концентрации которых составляют соответственно $10 \cdot 10^{-4}$, $20 \cdot 10^{-4}$, $2 \cdot 10^{-4}$, $2 \cdot 10^{-2}$ (в глинах и глинистых сланцах), $2{,}2 \cdot 10^{-2}$, $1{,}7 \cdot 10^{-2}$ (в глубоководных глинистых осадках).

По концентрациям элементов-примесей рассмотренной совокупности эклогиты Кокчетавского массива не обнаруживают отчетливой прямой связи с каким-либо из сопоставляемых типов пород, хотя они в значительной мере близки как к изверженным породам основного состава, так и к осадочным породам, причем наблюдаются совпадения по некоторым элементам с определенными типами осадочных пород, такими как глины и глубоководные глинистые осадки. Исходя из приведенных выше данных о вероятном сложном составе исходных осадочных пород, можно предполагать, что эти особенности обусловлены сочетанием в первичной породе столь разнородных по геохимическим особенностям компонентов, как глинистый, карбонатный и железистый. Этим предположительно может быть объяснена общность в концентрациях отдельных элементов эклогитов с изверженными породами основного состава и с глинистыми отложениями.

Изменения объемов при образовании эклогитов и замещении их амфиболитами. Выше было отмечено, что привнос K_2O и летучих компонентов при преобразовании эклогитов в амфиболиты устанавливается с высокой степенью надежности, а вынос элементов, комплементарный привносу, не всегда удается обнаружить. Упомянутые выше геологические признаки, такие как резкие контакты амфиболитов, замкнутая в пространстве бескорневая форма залежей, отсутствие постепенных переходов и зональности в экзоконтактах, ореолов замещения и других признаков метасоматических преобразований окружающих пород, свидетельствуют о том, что существенного выноса элементов не было. Эти обстоятельства позволяют предполагать, что амфиболитизация эклогита идет с увеличением объема. Расчет объемного эффекта такого процесса по формуле И. Ф. Романовича (Розен, Романович и др., 1969):

$$V_к = V_0 \frac{d_0 K_0 t}{d_к K_к t},$$

где V_0 и $V_к$ — начальные и конечные объемы;
d_0 и $d_к$ — объемные веса;
$K_0 t$ и $K_к t$ — содержание устойчивых компонентов,

для наименее подвижных компонентов (Al_2O_3, TiO_2) с учетом данных по объемным весам (табл. 43) дает величины соответственно 12 и 10%. Эти цифры достаточно близки к величине объемного эффекта (около 10%), который можно определить, исходя из соотношения объемных весов. Они представляются заниженными, поскольку в качестве объемного веса исходных пород приняты средние данные как по эклогитам, так и

Таблица 43

Объемный вес эклогитов и амфиболитов Кокчетавского массива (по О. Д. Иванову, С. М. Крамаренко и др., 1963 г.)

	Число определений	Среднее, г/см³	Стандартное отклонение
Эклогиты и гранатовые амфиболиты	99	3,02	0,080
Амфиболиты без граната	16	2,74	0,073

по гранатовым амфиболитам, образующимся в начальной стадии процесса амфиболитизации и, естественно, имеющим относительно пониженный объемный вес по сравнению с исходным эклогитом. Однако это только часть объемных превращений, вероятно, имеющих место в зонах развития эклогитов. Приблизительная оценка возможных объемных эффектов при эклогитообразовании и последующем превращении эклогитов в амфиболиты может быть основана на сопоставлениях объемных весов или плотностей исходных пород, эклогитов и амфиболитов.

Величины объемных эффектов при образовании эклогита (плотность =3,39*; Дэли и др., 1969) из соответствующего осадка (мергели, объемный вес 2,50), эффузива (базальтовое стекло 2,77) и пластовой интрузии (диабаз 2,96) оказываются равными соответственно 36,22 и 14% (сжатие), а при образовании из эклогита амфиболита (объемный вес 2,74; табл. 43) — 19% (расширение).

Естественно, что при таком уменьшении объема пласт исходной породы будет разорван, а при последующем его увеличении каждый из возникающих ранее блоков будет раздвигать окружающие породы, возможно, перемещаясь в пространстве. В условиях данного типа метаморфизма аналогичный процесс сжатия и расширения испытывали также и вмещающие породы. По-видимому, именно этими процессами, наряду с будинажем при растяжении во время складчатости, обусловлены такие общеизвестные особенности эклогитов метаморфических комплексов, как залегание в виде удлиненно-округлых изолированных тел, вытянутых цепочками вдоль по простиранию вмещающих толщ, отсутствие «подводящих каналов», достоверных признаков секущего залегания и т. п.

Достоверные различия в химическом составе эклогитов разного стратиграфического положения, переход их по простиранию в родственные беспироксеновые породы (гранатиты) и результаты сопоставления эклогитов по содержаниям элементов-примесей с изверженными породами основного состава и осадочными породами показывают, что эклогиты Кокчетавского докембрийского массива, по крайней мере частично, могут быть отнесены к седиментогенным породам. Исходные породы в этом случае, возможно, были представлены гематит-доломитисто-алевритовыми глинами.

Амфиболитизация эклогитов проявляется в относительно небольшом привносе калия, воды и, возможно, фтора. Отчетливый вынос элементов не устанавливается. Содержания элементов-примесей за немногочисленными исключениями не изменяются. Выявляется существенное повышение дисперсий петрогенных элементов без изменения средних содержаний, свидетельствующее о перераспределении их на месте.

Отсутствие выноса элементов, наряду с геологическими особенностями залегания эклогитов, указывает на вероятное увеличение объема породы в процессе амфиболитизации. Расчет объемных эффектов

* Использование плотности для эклогита вместо объемного веса не влияет на результат ввиду незначительной пористости этих пород и приближенного характера расчета.

при образовании эклогита (сжатие) и его амфиболитизации (расширение) дает соответственно цифры 14—36% и 11—19%.

Изменение объемов пород в пределах толщи отложений в период образования эклогитов и при последующем ретроградном метаморфизме в амфиболитовой фации является, вероятно, одной из причин специфики морфологии залежей и складчатых дислокаций в эклогитовых метаморфических комплексах.

ОСОБЕННОСТИ ДИАГНОСТИКИ ПЕРВИЧНО ПЕЛИТОМОРФНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В настоящее время назрела необходимость переходить от простых литологических исследований к широкому сравнительному изучению осадочных формаций докембрия как во времени, так и в пространстве. Такое изучение поможет более конкретно и более обоснованно подойти к палеогеографическим реконструкциям, выяснению палеотектонических, палеоклиматических и палеогеографических условий образования отдельных типов формаций, к установлению закономерностей и особенностей докембрийского осадконакопления в целом.

Вместе с тем необходима крайняя осторожность в построениях и реконструкциях, но это в равной мере относится к реконструкциям и в докембрии, и в фанерозое, так же как и вообще ко всем нашим геологическим построениям. В особенности осторожным должен быть подход к глубоко метаморфизованным образованиям архея. Архей с позиций осадочной геологии докембрия до сих пор остается наименее изученным, может быть, потому, что мы сами создали ему славу «непознаваемости», исключая из рассмотрения все, что не соответствует установившимся представлениям об архее, например, конгломераты — породы, метаморфизованные слабее, чем в гранулитовой и амфиболитовой фациях и т. д.

По поводу выделения седиментогенных и магматогенных пород в глубокометаморфизованных толщах нужно заметить, что мы умеем достаточно уверенно различать вулканогенные отложения лишь в областях эпицентров вулканизма, где присутствуют мощные потоки лав, лавобрекчии, туфоконгломераты и т. д. Океанологические же исследования последних лет, в частности, проведенные в Тихом океане, показывают, что к островным вулканическим грядам (Алеутско-Курильской, Японской и другим) примыкают громадные территории океанического дна, измеряемые десятками тысяч квадратных километров, где наблюдается тонкое чередование туфогенных пород с кремнистыми в северной части или с карбонатными — в более южных районах океана. На этих территориях отлагается только наиболее тонкий пепловый материал, разносимый ветрами от вулканических гряд, а туфобрекчии и лавовые потоки совершенно отсутствуют. При интенсивном метаморфизме такие отложения будут иметь облик нормальных осадочных, и распознать их первичную природу чрезвычайно сложно. По отсутствию массивных лавовых пластов, тонкой слоистости, переслаиванию с карбонатными породами здесь уже нельзя судить о наличии или отсутствии древнего вулканизма в период осадконакопления. По-видимому, необходимо попытаться найти более тонкие геохимические критерии, позволяющие отличать вулканогенный материал от нормального осадочного.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ИСХОДНОГО СОСТАВА МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ НА ОСНОВЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Многие существующие методы петрохимического изучения метаморфических и сопоставляемых с ними осадочных пород основаны на гипотезе об изохимическом характере метаморфизма. Исходя из этого, рас-

считывался вероятный исходный состав метаморфизованных карбонатных пород архейского и протерозойского возраста Алданского и восточной части Балтийского щитов. Оказалось, что исходными породами могли быть карбонатные и глинисто-карбонатные отложения, содержащие до 30% глинистого компонента и до 50% свободного кремнезема и в этом они вполне сопоставимы с фанерозойскими образованиями. Состав карбонатной части колеблется от кальцитового до доломитового, причем тенденции возрастания доломитовой составляющей с удревнением возраста пород (Виноградов и др., 1952) не наблюдается. Было установлено, что даже в наиболее древних отложениях (иенгрская серия алданского комплекса, ранний архей) встречаются чисто кальцитовые разности пород.

Нанесение химических составов метаморфизованных карбонатных пород на диаграммы А. Н. Неелова (1974) и А. А. Предовского (1970) позволяет установить, что эти породы по составу близки к мергелям, карбонатным глинам, известнякам, доломитам, иногда доломитовым известнякам осадочного, либо смешанного — осадочного и вулканогенно-осадочного происхождения.

При восстановлении исходного состава докембрийских карбонатных пород возникают значительные трудности из-за неполноты данных по химическому составу фанерозойских карбонатных и карбонатно-силикатных отложений, в связи с чем некоторые докембрийские породы, на первый взгляд, не имеют химических аналогов среди осадочных. Так, например, метаморфизованные карбонатные породы в пределах рассматриваемых регионов часто содержат прослои разной мощности и линзы, сложенные мономинеральной диопсидовой породой. Генезис подобных пород обычно не рассматривался как первично осадочный в связи с тем, что не были известны сколько-нибудь широко распространенные осадки подобного состава, т. е. преимущественно силикаты кальция и магния. Наибольшей популярностью пользуется предложенная Д. С. Коржинским (1936) гипотеза о развитии их метасоматическим путем по доломитам с привносом кремнезема и выносом углекислоты. Многие диопсид-флогопит-форстеритсодержащие кальцифиры также рассматриваются как «скарноиды».

В процессе обработки химических анализов кальцифиров, основных кристаллических сланцев, эклогитов из различных докембрийских регионов было установлено, что даже при учете максимально возможной потери углекислоты при метаморфизме (Сидоренко, Розен и др., 1973) в этих породах часто наблюдается избыток кальция и магния по отношению к углекислоте, поэтому остается предполагать в исходной породе присутствие кальция и магния не только в карбонатной, но и в силикатной форме. Наиболее наглядно этот эффект проявляется при пересчете диопсидовых пород. Петрологическое изучение этих пород не обнаружило признаков их метасоматической переработки. Появилось предположение о том, что эффект избытка кальция и магния может быть унаследован от первичных осадочных пород. Силикаты кальция и магния (такие как сепиолит, палыгорскит и др.) в осадочных породах являются достаточно редкими, однако, среди неметаморфизованных и слабо метаморфизованных осадочных пород удалось выявить достаточное распространение осадков с соотношением (Ca, Mg)O : CO_2, намного превышающим таковые в карбонате, т. е. состоящих существенно из силикатов Ca и Mg. Подобные осадки обнаружены среди красноцветных глин Прикамья, в красноцветных отложениях татарского яруса (Миропольский, 1956; Перельман, Борисенко, 1962), в глинистых сланцах сидеритоносных отложений Кокчетавского массива (Розен и др., 1971).

По-видимому, особенность состава осадочных пород, выявленная случайно в процессе изучения метаморфических пород, не является экзо-

тической, а объясняется лишь слабой изученностью широко распространенных кальций-магнийсодержащих некарбонатных пород фанерозоя, наиболее близких химических аналогов кальцифиров, основных кристаллических сланцев, диопсидитов и эклогитов.

Путь подобного прямого сравнения химических составов метаморфических и осадочных пород, пересчеты первых на осадочные минералы правомочен только в том случае, если метаморфические превращения протекают изохимически. Результаты изучения химического состава пород в зонах нарастающего метаморфизма не дают однозначного решения вопроса об изохимическом, либо неизохимическом характере метаморфических реакций. Из прямого сопоставления средних химических составов метаморфических и осадочных пород выявляются два несоответствия: известно, что осадочные породы имеют состав, сильно меняющийся по стратиграфической горизонтали и вертикали. Состав метаморфических пород очень стабилен и чем выше уровень метаморфизма, тем состав стабильнее. Так, основные кристаллические сланцы, преобладающие среди пород Алданского щита, содержат постоянно около 50% SiO_2; 15—18% Al_2O_3; 2% Na_2O; 0,5% K_2O. Известно, что в осадочных породах соотношение щелочей иное — около 0,5% Na_2O и 2—4% K_2O.

Назрела необходимость решения вопроса о ходе метаморфических превращений. Теоретически осадочные породы представляют собой разнообразные смеси химических соединений и при метаморфических превращениях подчиняются основным законам термодинамики. Они переходят в метаморфические породы, состоящие, как правило, из ограниченного числа минералов, составляющих ассоциации, зависящие от физико-химических условий метаморфизма. Известно, что любой химический процесс определяется изобарно-изотермическим потенциалом ΔZ. Через величины ΔZ реакций имеется возможность оценить вероятность химических превращений количественно через цифровые величины, выбрав из ограниченного числа возможных, наиболее энергетически выгодный вариант. Метаморфические реакции с этих позиций нами рассматриваются впервые.

Были проведены (совместно с О. М. Розеном) первые расчеты ΔZ реакций перехода трех типов осадочных пород — глинистого известняка, глины и боксита — в метаморфические породы фации зеленых сланцев. Расчеты велись в параметрах $P_{общ}=1, 2$ и 3 кбар и $T=200°$, 300°, 400° С. Оказалось, что изменение температур и давлений влияет на общие результаты лишь количественно, а не качественно, и о ходе процесса при различных сочетаниях параметров можно судить по данным расчета для любых из указанных параметров. При расчетах использовались термодинамические константы из работы И. К. Карпова, А. И. Киселева, Ф. А. Летникова (1971). В связи с отсутствием величин мольных объемов для Na-монтмориллонита и К-иллита за меру приращения функции Z_T по сравнению с $Z_{станд}$ брались приращения таковых для К-монтмориллонита и мусковита.

Для каждой из разновидностей осадочных пород подсчитывались три варианта метаморфических реакций (табл. 44).

Таблица 44

Величина ΔZ некоторых метаморфических реакций (в ккал/моль)

Тип реакции	Глинистый известняк	Глина	Боксит
Потеря H_2O, CO_2	(—214)*	(—188)*	+955
Потеря H_2O, CO_2, Na_2O	—123	—151	(—154)*
Потеря H_2O, CO_2, K_2O	—82	—127	—131

* Наиболее предпочтительные реакции (с минимальным ΔZ).

Из сопоставления величины ΔZ реакций следует, что глинистый известняк и глины рассматриваемого состава метаморфизуются при заданных параметрах ($P_{общ}=1$ кбар, $T=300°$) изохимически, с потерей лишь H_2O и CO_2.

Ввиду ряда допущений, связанных с отсутствием некоторых термодинамических параметров для осадочных минералов, расчеты носят приближенный характер и позволяют выявить лишь основные тенденции процессов.

В дальнейшем нами предполагается провести физико-химическое моделирование для всех основных типов осадочных пород при переменных параметрах T, $P_{общ}$, P_{CO_2}, P_{H_2O} и т. д.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭКЗОГЕННЫХ И ЭНДОГЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КАК КРИТЕРИИ ИХ ОТЛИЧИЯ

В секторе геологии и геохимии метаморфических пород ВИМС в течение ряда последних лет проводятся работы по разработке основ диагностики первичной природы метаморфических пород. Частью этих исследований является проводимое авторами систематическое изучение карбонатных пород докембрия с целью выявления их первичной природы и воссоздания условий древнейшего карбонатного осадконакопления.

Известно, что метаморфизованные осадочные породы карбонатного и смешанного глинисто-карбонатного состава по ряду признаков часто конвергентны эндогенным карбонатным образованиям, карбонатитам, скарнам. Очевидно в связи с этим, что выявление генезиса карбонатных пород имеет большое значение как для решения общегеологических вопросов, так и для прогнозирования полезных ископаемых.

Несмотря на то, что в последнее время уделяется много внимания изучению в отдельности как карбонатитов, так и докембрийских седиментогенных карбонатных пород, попытки прямого сопоставления их химического состава не предпринимались. Подобное сравнение было проведено авторами в двух докембрийских регионах — на Алданском и Балтийском щитах, в результате чего было установлено, что большую роль в решении вопроса о генезисе карбонатных пород имеют геохимические признаки. Было проанализировано количественным спектральным и химическим методами в лабораториях ВИМС и ИМГРЭ 80 проб (от 5 до 25 проб по каждой выборке). В результате математической обработки на ЭВМ по типам карбонатных пород были вычислены основные параметры распределения элементов, а также произведено сравнение выборок по критерию t (критерий Стьюдента, уровень значимости от 95 до 99%). Данные со значимыми различиями содержаний по элементам сведены в табл. 45.

В пределах северо-западной окраины Алданского щита развиты архейские высокометаморфизованные отложения, относимые к чарской серии, и отложения нижнепротерозойской удоканской серии, выполняющие несколько узких троговых прогибов и обширный протоплатформенный Кодаро-Удоканский прогиб. Глубинные разломы, по которым заложились эти структуры, являются также контролирующими для раннепротерозойских пород ничатского комплекса, представленных щелочными гранитами, сиенитами, альбититами. В одном из массивов щелочных эгириновых гранитов, в его апикальной части, Л. Б. Белоножко обнаружены эндогенные карбонатные породы, преимущественно кальцитовые в центральных частях карбонатных обособлений и силикатно-карбонатные — по их периферии. Специфика геохимии этих пород выражается в повышенном содержании в них редких земель, ниобия, фосфора, стронция.

Таблица 45

Средние содержания (в %) элементов-примесей в некоторых карбонатных породах Балтийского и Алданского щитов

Элементы, отношение	Алданский щит		Балтийский щит		
	Карбонатные отложения удоканской серии	Эндогенные карбонатные породы ничатского комплекса	Карбонатиты массива Вуори-Ярви	Кальцифиры белогубской свиты	Карбонатные отложения варзугской серии
Nb	0,0006	0,0032	0,0015	0,00055	0,00033
Zr	0,0012	0,0033	0,002	0,0052	0,0084
B	0,0015	Не опр.	0,0009	0,0013	0,0026
F	Не опр.	„	0,095	0,069	0,064
Ge	Нет	0,53	Не опр.	Не опр.	Не опр.
La	„	0,114	„	„	„
V	0,0001	0,048	„	„	„
Yb	0,0001	0,0015	„	„	„
P_2O_5	0,12	2,91	0,90	0,13	0,063
Sr	0,021	0,72	0,67	0,079	0,033
Ba	0,046	0,041	0,069	0,024	0,019
Sr/Ba	0,45	17	10,0	3,2	1,7

В результате изучения геохимических особенностей седиментогенных карбонатных отложений во вмещающих породах удоканской серии, в разной степени метаморфизованных, выявлено, что содержания в них перечисленных элементов существенно различаются. Сравниваемые образования особенно резко различаются по стронций-бариевому отношению (17 — для эндогенных и 0,45 для седиментогенных пород). Получены следующие значения изотопного состава углерода регионально метаморфизованных седиментогенных карбонатных пород нижнепротерозойской удоканской серии (анализы выполнены в лаборатории МИНХ и ГП под руководством Э. М. Галимова). В доломитовых кальцифирах икабийской свиты δC^{13} + 0,5‰, + 1,3‰ и в доломитовом мраморе бутунской свиты — минус 0,3‰, т. е. получены цифры, соответствующие δC^{13} фанерозойских морских известняков. В лаборатории изотопной геологии докембрия ВИМС (руководитель Ю. А. Борщевский) выполнены определения изотопного состава углерода эндогенных карбонатных пород ничатского комплекса. Установлено, что коэффициент δC^{13} в них равен 8,5—9,3‰, т. е. соответствует таковому в карбонатитах.

В восточной части Балтийского щита были отобраны пробы из карбонатитов массива Вуори-Ярви, расположенного в поле развития гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов беломорской серии архея. Карбонатиты образуют систему жилоподобных и линзовидных тел (длиной до первых сотен и шириной до первых десятков метров).

Для сопоставления с карбонатитами Вуори-Ярви были опробованы кальцифиры белогубской свиты гранулитового комплекса условно архейского возраста, тонко переслаивающиеся с кристаллическими сланцами основного состава, и нижнепротерозойские карбонатные отложения варзугской серии (Кратц, 1971). Сравнение геохимических особенностей карбонатитов и регионально-метаморфизованных осадочных карбонатных пород показало, что они различаются по содержанию в породах циркония, фтора, бора, стронция, бария, ниобия, а также по отношению стронция к барию.

Таким образом, на примере двух крупнейших докембрийских регионов, в которых развиты как осадочные регионально метаморфизованные, так и эндогенные карбонатные образования, удалось установить, что между этими породами имеются четкие геохимические критерии отличия. Поэтому геохимические признаки могут способствовать решению вопроса о генезисе карбонатных пород, что имеет большое значение для прогнозирования полезных ископаемых.

ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА ОСНОВНЫХ ПАРАМЕТАМОРФИТОВ ЧАРНОКИТОВЫХ СЕРИЙ

Вопрос о первичной природе основных кристаллических сланцев считается одним из главных вопросов происхождения многих докембрийских комплексов (Сидоренко, Теняков и др., 1972).

Работа основана на материалах, собранных автором в пределах щитов и массивов Евразии и Африки (Анабарском, Енисейском, Украинском, Мадрасском, Гвинейско-Либерийском и Туарегском), а также на литературных данных по другим регионам земного шара.

Все существующие методы петрохимических пересчетов, в том числе и разработанные автором (Закруткин, 1971 а, 1971 б) показали, что разделение исследуемых метаморфитов на орто- и паратипы невозможно. Известные методы лишь позволяют выделить из общего числа нерасчлененных основных чарнокитов те, которые не укладываются в рамки химизма магматических образований. Из 422 химических анализов основных метаморфитов чарнокитовых серий (в том числе 107 оригинальных анализов автора) были выделены 142 образца, ложащихся постоянно в поля осадочных пород, 150 образцов оказались первично магматическими, а 130 — располагались в полях неопределенности, что не исключает отнесения части их к первично осадочным образованиям. Следует полагать, что существующие методы установления первичной природы основных метаморфитов все еще недостаточно эффективны: геохимические методы не дают пока еще высокой степени надежности, а применение структурных ограничено из-за большой редкости реликтовых пара- и ортоструктур в метаморфитах гранулитовой фации. В связи с этим определение дометаморфической природы пластовых основных метаморфитов чарнокитовых серий, не имеющих реликтовых структур и не обладающих экстраординарным составом, в настоящее время практически оказывается крайне затруднительным.

С целью определения первичной природы основных пород чарнокитовых серий автором совместно с В. К. Дудаковым и В. Н. Труфановым были изучены газово-жидкие включения из них. В результате этих исследований оказалось, что первично осадочные породы содержат весьма существенные количества низкотемпературных (40—100°) включений, а первично магматические — их полностью лишены. Помимо указанных низкотемпературных максимумов, на гистограммах $T - \Delta P$ первично осадочные породы характеризуются еще двумя пиками: 350—450° С и в меньшей степени — 580—650° С. Последние, несомненно, связаны с захватом метаморфогенных межгранулярных растворов при росте кристаллов в $P - T$ условиях амфиболитовой (до 450°) и рогово-обманково-гранулитовой фаций (до 650°), что четко подтверждается соответствующими минеральными парагенезисами. В отличие от этих пиков низкотемпературные максимумы обусловлены включениями, возникшими, очевидно, еще до метаморфизма, в процессе осадконакопления. О седиментогенной природе этих включений свидетельствуют их полное отсутствие в первично магматических породах, термическая характеристика и специфическая морфология, принципиально отличная от морфологии метаморфогенных включений.

Возможной причиной такой положительной корреляции между природой орто- и парачарнокитов и типом получаемых при их анализе декриптограмм является, по-видимому, хорошая герметичность определенного числа первичных включений, сохранивших генетическую информацию даже при региональном метаморфизме гранулитовой фации.

Низкотемпературные пики обычно очень отчетливы и отражают на гистограммах от 45 до 66% газовыделений при нагревании образца основного параметаморфита (рис. 20). Исследование большого количества основных пород чарнокитовых серий показало, что путем изучения га-

зово-жидких включений можно с высокой степенью достоверности определять первичную природу рассматриваемых пород.

Проведенное разделение исследуемых метаморфитов на орто- и паратипы дало возможность определить методами математической статистики средний состав последних и провести сравнительный дисперсионный анализ (табл. 46). Сопоставление основных парачарнокитов с фанерозойскими осадочными отложениями показало, что исходными породами наших образований являются глинисто-карбонатные осадки.

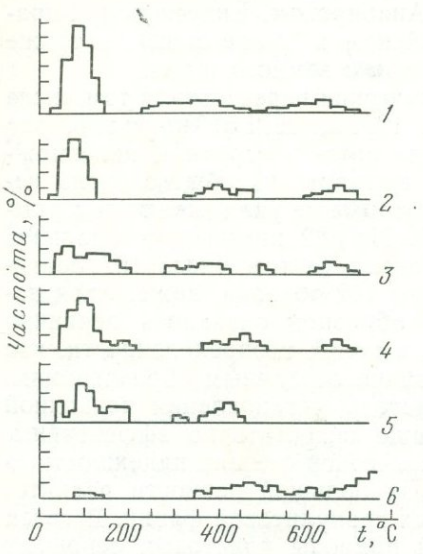


Рис. 20. Декриптограммы основных орто- и парачарнокитов

1—4 — парачарнокиты; *5* — амфиболит; *6* — орточарнокит

Распространенное мнение (Moine, de la Roche, 1968) о том, что глины не могут служить исходным материалом для амфиболитов и основных гранулитов по той причине, что в них калий преобладает над натрием, в свете приведенных данных следует считать ошибочным. Среди обширной гаммы изученных глинисто-карбонатных и глинисто-карбонатно-железистых осадочных пород фанерозоя выявлено немало таких, химические составы которых идеально укладываются в рамки колебаний составов основных чарнокитов, в том числе и по щелочам. Такие осадки характерны для пестроцветных толщ, соленосных формаций и, вообще, явно тяготеют в подавляющем большинстве к аридным областям осадконакопления.

Полученные в результате проведенных сопоставлений выводы подтверждаются рядом экспериментальных работ и, в частности, работами Виара и Сабатье (1969), получившими из природных монтмориллонита и доломита (глина кейпера) при $T = 400°$ С и P в несколько сотен бар «офитовую» ассоциацию плагиоклаз + пироксен + амфибол, тождественную парагенезисам основных чарнокитов.

Таблица 46

Состав основных парачарнокитов (средний) и наиболее близких фанерозойских осадочных пород

	Основной парачарнокит	Доверительный интервал	Дисперсия S^2	Осадочные породы						
				1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	50,22	48,51—51,33	19,65	59,55	59,23	49,74	53,80	53,40	52,26	46,27
TiO_2	0,68	0,53—0,79	0,21	0,76	0,74	0,62	0,50	0,50	—	0,58
Al_2O_3	16,60	15,65—17,35	8,28	13,90	18,00	12,58	16,70	17,30	13,50	11,07
Fe_2O_3	3,64	2,73—4,39	7,34	3,54	4,20	3,08	1,02	2,20	3,60	2,48
FeO	7,84	7,14—8,48	5,05	2,00	2,97	0,21	7,40	6,15	1,60	3,10
MnO	0,19	0,14—0,22	0,02	0,08	0,08	0,14	0,30	0,52	—	0,07
MgO	6,88	5,98—7,66	8,20	2,43	2,72	3,82	9,50	3,16	4,36	15,06
CaO	9,42	7,95—10,65	21,76	13,60	7,84	24,22	6,90	14,53	15,86	16,95
Na_2O	2,26	2,00—2,78	0,92	2,90	2,68	2,65	2,41	1,82	3,10	1,30
K_2O	1,12	0,78—1,44	1,21	1,24	1,58	1,98	0,19	0,13	1,68	1,53
H_2O	0,97	0,76—1,07	0,27	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Анализы осадочных пород приведены в пересчете на безводную навеску: 1—2 — карбонатные глины, А. Аланов (1968); 3 — алевритовая глина, Д. Гуржий (1969); 4—5 — карбонатные глины, анализы автора; 6 — алевролит пестроцветный, З. Яночкина (1966); 7 — мергель, А. Анатольева (1972).

Таким образом, экспериментальные данные и анализ среднего состава основных парачарнокитов показывают, что они могут образовываться при метаморфизме осадочных пород. Наиболее вероятными исходными породами при этом являлись глинисто-карбонатные. Высокая степень достоверности этого вывода дала возможность провести тщательные сопоставления химизма исследуемых нами пород с глинистыми и глинисто-карбонатными осадками.

Для изучения особенностей осадконакопления и климата был рассмотрен ряд характеристик геохимических параметров. Наилучшие результаты дали: кремневый модуль (рис. 21), содержание TiO_2 (рис. 22),

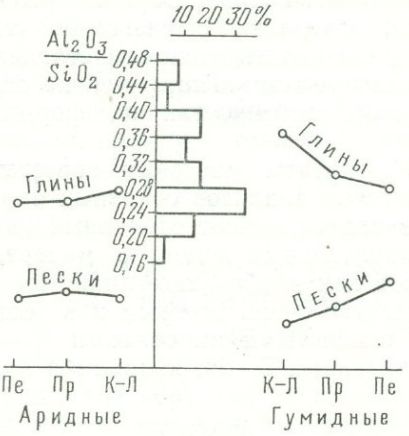


Рис. 21. Характер распределения кремневого модуля в основных парачарнокитах и осадочных породах (Мигдисов, 1960)

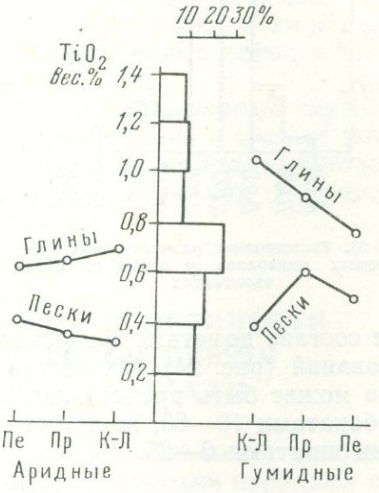


Рис. 22. Содержание TiO_2 в основных парачарнокитах и осадочных породах (Мигдисов, 1960)

индекс зрелости, соотношение $R_2O_3 : SiO_2$, а также содержание ряда малых элементов (Ta, Nb, Yb, Co, Ni, Zn и др.). Кроме того, в целях уточнения реконструкции первичной природы основных чарнокитов исследованы нерегенерированные акцессорные минералы (рис. 23) (Закруткин, Агарков, 1972).

Как показано Е. П. Акульшиной (Казаринов и др., 1969), индекс зрелости $I = Al_2O_3 : Na_2O$ является надежным показателем степени аридности климатов. Главная масса основных чарнокитов характеризуется низкими значениями $I < 10$, что соответствует аридным или семиаридным климатам. Лишь около 20% изученных основных чарнокитов могут быть отнесены к формированиям гумидного климата. Аналогичные результаты получаются и при определении отношения суммы полуторных окислов к кремнезему. Более 80% исходных осадков наших метаморфитов характеризуется величиной $R_2O_3 : SiO_2 = 0{,}20—0{,}50$, что соответствует, по В. И. Попову (Попов и др., 1963), умеренному или пустынному поясу. На аридные условия при осадкообразовании указывают и результаты сопоставления концентраций названных выше малых элементов в исследуемых породах и в фанерозойских осадках.

Анализ приведенного фактического материала позволяет получить следующую информацию об особенностях осадконакопления и палеоклиматических условиях, имевших место при формировании исходного вещества рассматриваемых основных чарнокитов:

1) исходный осадок был представлен карбонатным материалом со значительной добавкой глинистого и железистого вещества. Отдельные

единичные образцы, возможно, имели в качестве исходного не пелитовый, а алевролитовый или песчаный граувакковый материал;

2) формирование глинисто-карбонатного вещества имело место в разнообразных фациальных условиях (см. рис. 21—22): в пелагических (Пе), прибрежных (Пр), лагунных (Л) и в условиях кор выветривания (К). Оно происходило в широком диапазоне климатических условий: около трех четвертей образцов образовалось в условиях аридного или семиаридного климата и лишь 20% — в условиях гумидного.

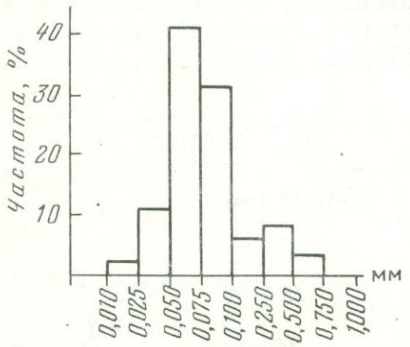


Рис. 23. Гистограмма размеров зерен акцессорных минералов в основных парачарнокитах

Литохимические методы пересчетов, разработанные О. М. Розеном (1970) и примененные к исследуемым метаморфитам с некоторыми уточнениями, позволяют существенно углубить и расширить наши представления о характере дометаморфических осадков и об особенностях их формирования.

Результаты массовых пересчетов химических анализов основных чарнокитов подтверждают сделанный ранее предварительный вывод о минеральном составе дометаморфических осадков как карбонатно-глинистых образований (рис. 24). Их состав оказывается очень пестрым и в общем виде может быть представлен (в %): глинистыми минералами 35—80, карбонатами 10—50, железистыми минералами 5—25, кварцем и полевыми шпатами 0—25.



Рис. 24. Состав исходных осадков основных парачарнокитов

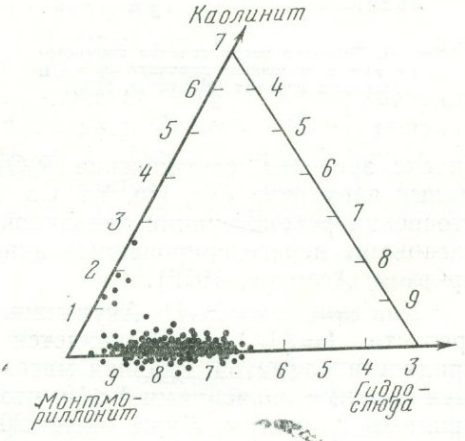


Рис. 25. Состав глинистой фракции исходных осадков основных парачарнокитов

Глинистые минералы представлены монтмориллонитом, гидрослюдами и каолинитом (рис. 25). Количество первого составляет 50—95% глинистой фракции. Каолинит отмечен в трети изученных образцов в количестве от нескольких процентов до 50—60%. В последнем случае исчезает гидрослюда. Образцы, содержащие все три названных глинистых минерала, единичны.

Карбонатная часть основных пород чарнокитовых серий представлена кальцитом и доломитом, отмеченными примерно в равных количествах. В нескольких образцах пересчеты показывают незначительные содержания магнезита (2—5%). Железистые минералы представлены шамозитом и гидроокислами железа. Кварц и полевые шпаты распространены в дометаморфических осадках неравномерно. Кварц отмечен

в 75% изученных образцов в количестве от нескольких процентов до 25—26%. Полевые шпаты выявлены лишь в 20% пересчитанных анализов в количестве 5—10%. Характерно их полное отсутствие в тех образцах, где отмечен каолинит.

Таким образом, данные минерального состава исходных осадков подтверждают сделанные выше выводы. На аридность климата в период осадконакопления со всей определенностью указывает исключительная редкость каолинита, широкое развитие незрелых пестрых осадков с заметной ролью полевых шпатов, высокая магнезиальность карбонатной части, вплоть до появления в отдельных образцах магнезита. Отмеченная специфика восстановленного минерального состава различных типов пород ряда основных чарнокитов и наличие в них заметных количеств псаммитовых зерен циркона и рутила исключают возможность образования подавляющего большинства рассмотренных пород в пелагических условиях.

Полученные данные позволяют оценить основные породы чарнокитовых серий как дополнительный источник информации о составе и условиях осадконакопления раннедокембрийских высокометаморфизованных толщ, наряду с такими характерными породами, как кварциты, мраморы и др.

ЭУЛИЗИТЫ, ИХ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ С ГРАФИТОВЫМИ И МАГНЕТИТ-КВАРЦЕВЫМИ ПОРОДАМИ

В земной коре наряду с магматическими (ювенильными) оливиновыми, оливин-пироксеновыми и другими ультраосновными породами существуют также, но менее изучены регенерированные ультрабазиты, в большинстве известных случаев образовавшиеся за счет термального динамического или динамо-термального воздействия на серпентиниты (Безбородько, 1913; Дмитриев, 1972; Леснов, 1972; Морковкина, 1972; Сердюченко, 1937, 1949; Юдин, 1959 и др.).

Кроме этих двух типов, в земной коре имеются близкие к ним метаморфические эулизиты и другие пироксен-оливиновые породы, нередко содержащие гранат, магнетит, графит, сульфиды, кварц и другие минералы (Erdmann, 1849; Geijer, 1925; Tilley, 1936).

Оливиновые или оливинсодержащие осадочно-метаморфические породы в докембрийских толщах континентов встречаются довольно часто — это основные и ультраосновные парачарнокиты, кальцифиры, некоторые пластовые магнетитовые руды, но обычно содержащиеся в них ортосиликаты — маложелезистые, близкие к форстериту. При обилии летучих и в относительно закрытых системах вместе с магнезиальным оливином или взамен его большое развитие получают хондродиты и клиногумиты, в которых известны не только замещения $(OH)_3 — F(Cl)_3$, но и $(OH)_3 — (BO)_3$ (например, в некоторых кальцифирах и магнетитовых рудах Алдана, Сердюченко, 1967).

Форстеритовые и диопсидовые кальцифиры и гнейсы довольно широко распространены и в архейском комплексе Украины, в частности в Приазовье и в Приднепровье, но наравне с ними здесь же местами развиты и стратифицированные пироксен-фаялитовые и другие фаялитсодержащие эулизиты. В нижнем, архейском, структурном ярусе Приазовья их изучали в полевой обстановке и в лабораториях многие исследователи (Латыш, 1967; Нгуен Нгок Льен, Карпова, 1969; Вальтер, 1969; Ганоцкий, Куцевол, 1971; Каныгин, 1973 и др.).

Целесообразно остановиться на некоторых конкретных примерах проявления рассматриваемого типа метаморфических пород. При осмот-

ре кернов из скв. 105 на Демьяновском участке в Приазовье Д. П. Сердюченко и А. В. Глебов (1960) наблюдали эулизиты среди биотитовых графитовых гнейсов и флогопит-форстеритовых кальцифиров.

Массивные и ясно полосчатые феррогиперстен (эулит)-фаялитовые, местами с розовым гранатом породы, содержащие кварц и полевой шпат, расположенные главным образом прерывистыми (линзовидными) полосками, встречены в интервале 233,9—249,5 м, где они образуют пласты мощностью до нескольких метров.

В пределах Мариупольских железорудных месторождений эулизиты образуют на разных стратиграфических уровнях, но в тесной ассоциации и часто в переслаивании с графитсодержащими породами устойчиво прослеживаемые горизонты среди пироксен-амфиболовых плагиосланцев, графит-биотит-гранатовых гнейсов и в непосредственном соседстве с рудными магнетитовыми кварцитами. Мощность эулизитсодержащих пачек достигает 2—11 м, а отдельных фаялит-эулитовых слоев — 20—70 см; они имеют ясную тонкослоистую текстуру с чередованием почти мономинеральных более широких и крупнозернистых фаялитовых и более тонких и мелкозернистых пироксеновых слоев. Богатые силикатным закисным железом, эулизиты часто почти совсем не содержат магнетита, но местами количество его возрастает до 20—30%, что вызывает переходы в магнетитовые гнейсы или сланцы; количество граната (альмандина) и кварца варьирует от 0 до 30%, обусловливая переходы в фаялитовые сланцы и гранулиты, примеси графита и сульфидов достигают 2—4% и выше, а плагиоклаза и амфиболов в эулизитах бывает до 2—3%. Главные же и характерные породообразующие минералы: фаялит (около 95% мол. Fe_2SiO_4), эулит (около 90% мол. $Fe_2Si_2O_6$) и геденбергит (до 80% мол. $CaFeSi_2O_6$), количество которых сильно колеблется и достигает соответственно 50%, 76%, 10% и более. В данном случае, как и во многих других, по количественному минеральному составу многие эулизиты существенно отличаются от магматических ультрабазитов высокой железистостью своих оливинов и пироксенов, а также низким содержанием и ограниченным набором малых элементов. В частности, в трех образцах метаосадочных двупироксеновых сланцев (парапироксенитов) из района Каменные Могилы в Приазовье, по данным полуколичественного спектрального анализа, оказалось (г/т): хрома 10, никеля 10, кобальта 5—10, титана 250, ванадия 30—100.

Эулизиты довольно резко или постепенно (по мощности и латерально) могут переходить в фаялитовые кварциты, двупироксен-магнетитовые сланцы, в безфаялитовые эулит-геденбергитовые и другие парапироксенитовые фации: они входят в состав слоистого комплекса вместе с силлиманит-гранат-биотитовыми, гранат-пироксеновыми гнейсами, пироксен-гранатовыми и пироксен-магнетитовыми кварцитами как в Центральном Приазовье, так и в пределах той же железоносной и графитоносной тетерево-бугской свиты: на Корсак-Могиле в Западном Приазовье, у с. Зеленого, вблизи Петровского графитового месторождения Кировоградской области и в зоне графитовых месторождений у с. Завалье на Побужье (Кравченко, Хмарук, 1966; Половко, 1956; Ушакова, 1958 и др.).

В пределах Кольского полуострова детально изученные эулизиты из района оз. Чудьявр и других участков (Бондаренко и Дагелайский, 1961; Полканов, 1935) представляют собой явно метаосадочные гранат-двупироксен-фаялитовые прослои мощностью 25—50 см, которые согласно залегают в слоистой толще гранатсодержащих пироксен-магнетитовых сланцев и ритмично переслаиваются с силлиманит-гранат-биотитовыми гнейсами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Фаялит содержит около 97% мол. Fe_2SiO_4, ромбический пироксен — 80% мол. $Fe_2Si_2O_6$, гранат — 76% мол. альмандина. Полосчатая

текстура эулизитов обусловлена различиями в минеральном составе слоев и подчеркивается параллельными полосками — жилками пирротина и кварца, на стыках которого с фаялитом (так же, как и в Приазовье) образуются реакционные венчики эулита.

Эулизитсодержащие метаосадочные фации, нередко устойчиво прослеживающиеся на многие километры, являются маркирующими литолого-петрографическими горизонтами и геолого-геохимическими индикаторами железорудных месторождений. Не исключена возможность уничтожения фаялитсодержащих пластов в зонах гранитизации, мигматизации и ультраметаморфизма.

Целесообразно остановиться на некоторых вопросах метаморфизма этих специфических пород. Обсуждая судьбу закиси железа или закись-окиси железа (магнетита) в расплавах системы $FeO — MgO — SiO_2$, П. Н. Чирвинский (1949), на основании забытых, но интересных опытов А. Добрэ (A. Daubrée, 1864—1880) и более поздних экспериментов В. И. Искюля (1917), отметил, что фаялитовая молекула при прокаливании или плавке оливина разлагается, давая в восстановительной среде $Fe_{металл.}$, а в окислительной — Fe_2O_3; освободившаяся же SiO_2, реагируя с форстеритовым компонентом, образует метасиликат: $Mg_2Si_4 + SiO_2 = 2MgSiO_3$. Однако при экспериментальных плавках в немагнезиальной системе $FeO — SiO_2$ ферросилит оказывается неустойчивой фазой, и при остывании и кристаллизации уже фаялит образует эвтектику с кварцем (Bowen, Schairer, 1935; Воробьева, 1938). Поэтому, вероятно, в эулизитах Приазовья и Петровского района Украины фаялит часто непосредственно соседствует с кварцем, не отграничиваясь от него реакционной каймой пироксена, так же как и в Южном Забайкалье (Смирнов, 1928), а местами (Ходюш и др., 1969) крупные неправильные зерна кварца окружены венчиком из мелких изометрических кристалликов фаялита, содержащего около 96% мол. $FeSiO_4$.

Марганцовистые метаморфические фации (гондиты) представляют большой интерес в кальцифирах и слоистом комплексе эулизитовых пород (графит-пироксен-биотитовых и гранат-пироксеновых гнейсов и кварцитов). На Демьяновском участке в Приазовье они представлены родонит-спессартин-биотитовыми гнейсами, мощность которых колеблется от 2 до 9 м, а содержание в них MnO 5—37% (Каныгин и др., 1969).

Эулизиты среди докембрийских глубокометаморфизованных высокожелезистых осадков описаны и в ряде мест Дальнего Востока — в зоне Ханкайского массива (Маракушев, 1965; Мишкин, 1965; Л. Кулиш, Е. Кулиш, 1972), где рядом авторов отмечается дефицит кислорода при образовании альмандин-фаялит-эулизитовых слоистых пород верхнеархейской гнейсовой серии. Большой интерес представляет формационная связь эулизитов с гондитами в бассейне р. Иман, где массивные (бескварцевые) и полосчатые (кварцсодержащие) эулизиты, местами с высоким содержанием магнетита, сочетаются с кварц-гранатовыми (спессартиновыми) породами, в которых имеется от 9 до 16% MnO, причем резко возрастает роль окисного железа (до 13% Fe_2O_3) и снижается количество закисного (от 0,7 до 4,10% FeO).

В связи с этим отметим, что для многих эулизитов Швеции и Шотландии, сопряженных с обогащенными марганцем пластовыми железными рудами, характерно высокое содержание MnO (от 5 до 21%), что связано с присутствием в них железисто-марганцовистого оливина (кнебелита или тефроита) и спессартин-альмандинового граната (Palmgren, 1917; Eckermann, 1922, 1936; Tilley, 1936).

Таким образом, эулизиты и другие фаялит- или кнебелитсодержащие метаосадочные породы и тесно связанные с ними богатые закисным железом или марганцем пироксениты и гнейсы (с гиперстеном — эулитом, альмандином — спессартином и родонитом) формационно и геохимически часто ассоциируют с железорудными или марганцеворуд-

ными метаосадочными месторождениями, т. е. имеют значение поисковых признаков и могут быть обоснованно использованы при прогнозировании. Господствующая при их образовании восстановительная среда, дефицит кислорода в среде минералообразования, обусловленный тесной фациально-пространственной связью с накоплением органического (живого и косного) материала, создавали благоприятную обстановку не только для формирования эулизитов, но далее, и для перехода эулизитовых фаций в сульфидоносные (сульфатредуцированные или биогенные) (в том числе с Cu, Re, Se, Pb, Zn и др.) фации типа черных сланцев.

Тесная генетическая и пространственная связь эулизитов, парапироксенитов и сопровождающих их седиментогенных пород с концентрациями железа, марганца и углерода органического происхождения позволяет рассматривать эулизитовые серии как поисковый критерий и возможный источник редких, малых и других ценных элементов, нередко сопряженных с Fe, Mn, $C_{орг.}$, особенно в зонах разломов, палингенного гранитообразования, пегматоидных выплавок и связанных с ними пневмато-гидротермальных (и щелочно-метасоматических) проявлений.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПАРА- И ОРТОАМФИБОЛИТОВ

В настоящее время отсутствуют четкие петрохимические критерии, позволяющие разделить по химическому составу амфиболиты различного генезиса. Используемые петрохимические методы, основанные на непосредственном сопоставлении абсолютных концентраций и относительных содержаний петрогенных элементов в амфиболитах (с привлечением или без привлечения методов математической статистики), а также графическое разделение пара- и ортоамфиболитов, пока не дают удовлетворительного решения вопроса.

Отсутствие классификации амфиболитов по их химическим признакам затрудняет выявление петрохимических особенностей амфиболитов различного происхождения. Предложенная нами (Жук-Почекутов, 1971) химико-минералогическая классификация, позволяющая подразделить амфиболиты на 26 относительно узких петрохимических групп (нормативные ассоциации), значительно облегчает сопоставление и выявление петрохимических особенностей амфиболитов различного происхождения. Среди выделенных нормативных ассоциаций амфиболитов для шести из них не находится химических аналогов среди изверженных пород. Принадлежность амфиболитов к данным ассоциациям указывает на вероятное осадочное происхождение амфиболитов.

Характер корреляционных связей между элементами-гидролизатами (титаном и алюминием, железом и титаном), обнаруживающими различное геохимическое поведение в магматических и гипергенных процессах, также может служить хорошим критерием не только для разделения пара- и ортоамфиболитов, образовавшихся по изверженным породам основного ряда и глинистым осадкам, но и для выделения амфиболитов, представляющих собой метаморфизованные граувакки, а также смешанные песчано-глинистые отложения и туффиты.

В магматических породах основного ряда и ортоамфиболитах между титаном и железом существуют положительные корреляционные связи, а между титаном и алюминием — отрицательные или незначимые. В глинистых породах и параамфиболитах, образовавшихся по ним, связи противоположные: между титаном и алюминием они положительны, а между железом и титаном — отрицательные или незначимые. В смешанных песчано-глинистых осадках и туффитах проявляются смешанные связи, характерные как для магматических пород (положительные

между титаном и железом), так и для осадочных, образовавшихся в результате переотложения продуктов химического выветривания (положительные между титаном и алюминием). Граувакки и амфиболиты, образовавшиеся по ним, обнаруживают между данными элементами корреляционные связи, свойственные изверженным породам.

Другими наиболее характерными петрохимическими признаками параамфиболитов являются: а) многообразие химических составов амфиболитов (амфиболиты представлены большинством нормативных ассоциаций); б) принадлежность амфиболитов к нормативным ассоциациям, для которых не находится химических аналогов среди изверженных пород; в) наличие петрохимической общности между амфиболитами и переслаивающимися с ними породами заведомо осадочного происхождения, что выражается в заметно повышенном или пониженном содержании группы петрогенных элементов, как во вмещающих породах, так и в самих амфиболитах; г) некоторая специфичность химического состава амфиболитов, в частности, когда породы при высоком содержании кремнезема (высокое значение величины *si*) характеризуются в то же время высоким значением фемической составляющей (величины *fm*) и др. Петрохимические признаки можно использовать для определения первичной природы амфиболитов только в сочетании с геологическими, петрографическими и геохимическими признаками.

Изучение петрохимических особенностей и характера распределения глинистых пород (приближающихся по своему химическому составу к амфиболитам), развитых среди терригенных отложений красноцветных и некоторых других формаций, показывает, что осадочная природа амфиболитов, образовавшихся по соответствующим глинистым прослоям в подобных терригенных толщах при метаморфизме их в условиях амфиболитовой фации, может быть установлена в общем случае достаточно надежно по ряду признаков. В целом хорошо диагностируются и ортоамфиболиты, образовавшиеся по гомогенным (излившимся и интрузивным) породам основного — ультраосновного ряда.

Наибольшие трудности возникают при диагностике первичной природы амфиболитов, обладающих некоторыми признаками осадочных пород (переслаивание с типичными осадочными породами, тонкополосчатые текстуры и др.) и залегающих среди отложений вулканических областей геосинклинального типа. Для последних, как известно, помимо широкого развития излившихся пород основного ряда, характерны пирокластические породы, а также смешанные осадки с самым различным соотношением пирокластического и терригенного материала и разнообразные осадочные образования. Кроме того, в вулканических областях, как правило, происходит значительный привнос в бассейн осадконакопления целого ряда редких и породообразующих элементов, что связано с эксгаляциями и другими проявлениями вулканической деятельности (Страхов, 1963; Дзоценидзе, 1969). Выбрасываемый вулканами рыхлый материал при отложении его в водной среде, как отмечает Г. С. Дзоценидзе, обычно обнаруживает хорошую сортировку материала и часто образует пачки и целые горизонты тонкослоистых пелитовых и алевролитовых пирокластитов с хорошо выраженными микроритмами — вулканический флиш. Известный вулканолог А. Ритман (1964) также отмечает, что «подводные отложения рыхлых продуктов часто смешаны с осадочным материалом»... и «...обычно отчетливо слоисты и сортированы по размеру зерен...». Иначе говоря, вулканические породы могут обнаруживать наиболее характерные для осадочных пород ритмичные и тонкослоистые текстуры.

Осажденное вещество, поставляющееся в бассейн осадконакопления вулканическими эксгаляциями, будет обнаруживать признаки, указывающие на садку его хемогенным путем, т. е. признаки, свойственные, в свою очередь, глинистым осадкам, представляющим собой тонкодис-

персные переотложенные продуктов химического выветривания. Кроме того, примесь этого вещества в пирокластических породах будет повышать геохимический фон ряда элементов до уровня, не характерного для гомогенных (излившихся и интрузивных) химических аналогов этих пород. Таким образом, примесь этого вулканического по своей природе материала может исказить первично магматическую (петрохимическую и геохимическую) специфику туфов, придав им некоторые черты осадочных пород. В свою очередь, примесь к тонкодисперсному первично осадочному (глинистому) веществу, образовавшемуся в результате химического выветривания, не только пирокластического, но и терригенного псаммитового материала может наделить осадочные (по своему существу) образования некоторыми химическими признаками, свойственными изверженным породам.

Таким образом, не говоря уже о смешанных вулканогенно-осадочных отложениях, в которых по двойственной природе их происхождения заложены признаки осадочных и изверженных пород, «чисто» седиментогенные образования, представляющие собой смешанные продукты химического и механического выветривания, а также существенно пирокластические породы (туфы), содержащие некоторую примесь материала, поставленного вулканическими эксгаляциями, могут обнаруживать некоторые химические признаки, свойственные как осадочным, так и изверженным породам.

Данные обстоятельства чрезвычайно усложняют диагностику первичной природы подобных образований и требуют большой осторожности в выводах, касающихся генезиса тонкослоистых амфиболитов вулканических областей. Существующими методами для некоторых типов данных пород не всегда удается однозначно установить их исходный состав, в связи с чем особое значение при диагностике первичной природы амфиболитов, развитых среди отложений вулканических областей, приобретают геологические и литологические признаки, позволяющие вскрыть относительную роль процессов терригенного осадконакопления и вулканизма в период формирования конкретной амфиболитовой толщи.

Отсутствие или малое развитие в пределах амфиболитовой толщи (существенно ортоамфиболитовой) типичных осадочных пород, указывающее на то, что в период формирования данной толщи процессы терригенного осадконакопления были проявлены достаточно слабо и подавлялись вулканизмом, позволяет с большей долей вероятности говорить о существенно вулканогенном или осадочно-вулканогенном происхождении развитых здесь тонкополосчатых амфиболитов. Амфиболиты, образовавшиеся по туфам, в подобных разрезах обычно путем повсеместных взаимопереходов переслаиваются с типичными ортоамфиболитами. Устанавливается также петрохимическая и геохимическая близость этих пород.

Для развитых здесь тонкополосчатых амфиболитов, которые переслаиваются и образуют взаимопереходы как с ортоамфиболитами, так и с типичными осадочными породами, и в которых обнаруживаются петрохимические и геохимические признаки одновременно как осадочных, так и изверженных пород, более аргументированным будет предположение об их смешанном вулканогенно-осадочном исходном составе.

При широком проявлении процессов терригенного осадконакопления, когда в данной пачке (толще) преобладают типичные осадочные породы, тесно переслаивающиеся с амфиболитами, обнаруживающими признаки как осадочных, так и изверженных пород (но когда эта пачка находится в общем разрезе, характеризующем вулканическую область), наряду с отмеченной выше правомерна и другая точка зрения — о первично осадочной природе данных амфиболитов. Хотя автор больше склоняется к гипотезе о вулканогенно-осадочной природе амфиболи-

Таблица 47

Некоторые наиболее характерные признаки амфиболитов различного генезиса

Литологические и геологические признаки	Петрографические, минералогические признаки	Петрохимические признаки
Ортоамфиболиты, представляющие собой глубокометаморфизованные излившиеся и интрузивные породы основного—ультраосновного ряда		
Представлены телами (секущими или согласными) различной мощности (от десятков сантиметров до сотен метров). Имеют резкие контакты с вмещающими породами. В вулканических областях амфиболиты этого типа слагают обычно мощные (иногда до 1000 м и более) стратифицированные толщи	Среднезернистые (чаще для интрузивных) или мелкозернистые (чаще для излившихся) породы массивного или сланцеватого сложения. Наличие реликтовых текстур магматических пород — миндалекаменных, шаровых лав и др., и структур — бластофитовых, порфировых. Характерны равномерное распределение минералов и выдержанность минерального состава	Выдержанность химического состава; принадлежность пород к одному из наиболее распространенных петрохимических типов амфиболитов. Положительные корреляционные связи между титаном и железом и отрицательные или незначимые между титаном и алюминием. По содержанию и соотношению элементов-примесей соответствуют изверженным породам основного ряда
Ортоамфиболиты, образовавшиеся по пирокластическим породам (туфам) основного состава		
В разрезе амфиболитовой толщи преобладают (обычно резко) массивные и сланцеватые ортоамфиболиты первого типа, по сравнению с которыми ортоамфиболиты, образовавшиеся по туфам, имеют подчиненное значение. Типичные осадочные породы в разрезе отсутствуют или представлены редкими прослоями. Ортоамфиболиты первого и второго типа тесно переслаиваются и образуют частые взаимопереходы. Несмотря на существование крайних типов, резко различающихся по своим текстурным особенностям, в поле эти породы не удается четко разграничить	Для пород характерно слоистое залегание, часто тонкослоистые текстуры с переходом в сланцеватые или массивные. Иногда развиты порфиробластические, узловатые текстуры. Минеральный состав пород однообразен и выдержан. Гелицитовые структуры обычно отсутствуют	По химическому составу эти породы не удается четко отделить от переслаивающихся ортоамфиболитов; относятся к единой петрохимической нормативной ассоциации. Иногда в амфиболитах того и другого типа обнаруживается петрохимическое единство, выражающееся в характерно повышенном или пониженном содержании группы петрогенных и редких элементов как в тех, так и в других породах. Между титаном и алюминием корреляционные связи отрицательны или незначимы, между титаном и железом — положительны
Амфиболиты (параамфиболиты), возникшие при метаморфизме смешанных вулканогенно-осадочных пород		
В общем разрезе амфиболитовой толщи преобладают массивные и сланцеватые ортоамфиболиты первого типа. Обычно развиты и ортоамфиболиты, образовав-	Для пород характерны тонкослоистые (макро- и микро-) текстуры, иногда с элементами косой слоистости. Наблюдаются узловатые текстуры и гелицитовые структуры.	Наблюдаются значительные колебания химических составов. Амфиболиты представлены большинством петрохимических типов. Здесь встречаются также ам-

Продолжение табл. 47

Литологические и геологические признаки	Петрографические, минералогические признаки	Петрохимические признаки
шиеся по туфам. Параамфиболиты переслаиваются с ортоамфиболитами и типичными осадочными породами, образуя взаимопереходы. Однако типичные осадочные породы как в пределах амфиболитовой толщи, так и в пачке, представленной амфиболитами данного типа, имеют резко подчиненное значение. Амфиболиты представлены слоистыми породами, иногда ритмично-слоистыми	Существует общность минерального состава между амфиболитами данного типа и ортоамфиболитами, а также между амфиболитами и переслаивающимися с ними осадками. По минеральному составу не удается провести четкой границы между пара- и ортоамфиболитами как и между параамфиболитами и переслаивающимися с ними осадками	фиболиты высокоглиноземистых нормативных ассоциаций, для которых не находится химических аналогов среди изверженных пород основного ряда. Амфиболиты часто характеризуются повышенным содержанием кремнезема (мезократовые) и в то же время обладают высокой величиной *fm*. Между амфиболитами и осадочными породами устанавливается петрохимическое единство. Титан и железо, титан и алюминий связаны положительными корреляционными связями. Геохимические признаки указывают или на двойственную (осадочную, магматическую) или существенно магматическую природу амфиболитов

Параамфиболиты, образовавшиеся за счет смешанных по песчанистым, типа граувакков, и глинисто-первично осадочных пород

В амфиболитах этого типа обнаруживаются все перечисленные выше признаки, проявленные в амфиболитах третьего типа. Однако в пределах толщи (пачки), представленной параамфиболитами, здесь широко развиты типичные осадочные образования, которые в количественном отношении преобладают над прослоями параамфиболитов. Ортоамфиболиты в пределах пачки представлены относительно редкими прослоями. В целом же эта толща (пачка) располагается среди отложений вулканогенно-осадочных формаций и в общем разрезе широко развиты типичные ортоамфиболиты, образующие мощные слоистые толщи.

Параамфиболиты и амфиболовые сланцы, образовавшиеся по песчанистым, типа граувакков, и глинисто-песчанистым осадкам

В стратиграфическом разрезе пачки (толщи, серии) отсутствуют типичные ортоамфиболиты первого типа. Толща целиком сложена терригенными отложениями, среди которых собственно амфиболиты представлены редкими прослоями. В пределах пачки развиты меланократовые разновидности парасланцев, приближающихся по своему минеральному составу к амфиболитам, но имеющих более лейкократовый состав	У амфиболитов и вмещающих их осадочных пород наблюдается общность минерального состава и текстурно-структурное единство. Хорошо проявлена тонкая макро- и микрослоистость, параллельная или косая; наблюдается некоторая специфичность минерального состава амфиболитов	В толще развиты сланцы, относительно приближающиеся по своему химическому составу к амфиболитам, но не являющиеся их прямыми химическими аналогами. Породы, соответствующие по химизму амфиболитам, слагают редкие прослои. Между амфиболитами и парасланцами наблюдается петрохимическое единство. Амфиболиты имеют несколько специфичный химический став. Между титаном и алюминием, титаном и железом в амфиболитах

Продолжение табл. 47

Литологические и геологические признаки	Петрографические, минералогические признаки	Петрохимические признаки
		(амфиболовых сланцах), образовавшихся по существенно песчанистым породам типа граувакков, обнаруживаются корреляционные связи, характерные для изверженных пород основного ряда. В породах, образовавшихся по существенно глинистым породам, между титаном и алюминием существуют положительные связи. Геохимия пород весьма специфична
Парааамфиболиты и амфиболовые парасланцы, представляющие собой глубокометаморфизованные хемогенные осадки, генетически связанные с железистыми кварцитами		
Амфиболовые (грюнеритовые) сланцы образуют тонкое ритмичное переслаивание с безрудными и магнетитовыми кварцитами. Амфиболиты встречаются в виде отдельных прослоев среди различных сланцев безрудных горизонтов. В целом в комплексе развиты изверженные излившиеся и интрузивные породы основного — ультраосновного ряда	Специфические по своему минеральному составу породы. Обнаруживают общность минерального состава и текстурно-структурных особенностей с переслаивающимися с ними кварцитами, сланцами и другими осадочными породами.	Породы (грюнеритовые сланцы и амфиболиты) имеют специфический химический состав, выражающийся в высоком содержании железа. Между грюнеритовыми сланцами, амфиболитами и другими породами, с которыми они переслаиваются, устанавливается петрохимическое единство. Титан и железо связаны отрицательной корреляционной связью, титан и алюминий — положительной. Геохимия пород специфична

тов данного типа, все же следует отметить, что вопрос о генезисе их не может быть окончательно решен до тех пор, пока не будут достаточно изучены петрохимические и геохимические особенности неметаморфизованных смешанных вулканогенно-осадочных пород и осадков, приближающихся по своему химическому составу к амфиболитам.

В настоящее время, только при отсутствии метаморфизованных эффузивов в изучаемом глубокометаморфизованном осадочном профиле можно, по-видимому, с достоверностью говорить и об осадочном происхождении амфиболитов за счет седиментогенных образований, лишенных какой-либо примеси пирокластического материала.

Проведенные исследования по изучению амфиболитов восточной части Балтийского щита (амфиболиты комплекса Полмос-Порос; комплекса Кейв; свиты хирвинаволок — участок Кукасозеро; свиты хизовара — участок оз. Верх. Кереть; гимольской серии — участок Костомукша; парандовской серии — участки Парандово, оз. Воронье; сортавальской серии — участок Питкяранта; ладожской серии — участок Леппялампи) позволяют выделить шесть основных генетических типов амфиболитов (табл. 47).

ИЗОТОПНЫЙ АСПЕКТ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА АМФИБОЛИТОВ

Сложность проблемы генезиса амфиболитов состоит в том, что вследствие конвергенции пород при метаморфизме диагностика их первичной природы крайне затруднена (Сидоренко, Теняков и др., 1972). В связи с успешным развитием геохимии изотопов кислорода появилась реальная возможность решить проблему генезиса амфиболитов изотопно-кислородным методом, что связано с основными закономерностями поведения изотопов кислорода в земной коре, и, в первую очередь, — с максимальным накоплением тяжелого изотопа O^{18} в осадочных породах ($\delta O^{18} = 15 \div 38‰$) и минимальным — в ультраосновных и основных ($\delta O^{18} = 5 \div 7‰$) (Донцова, 1966; Taylor, 1968).

В процессе регионального метаморфизма происходит обеднение осадочных пород в основном изотопом O^{18}, причем тем большее, чем выше степень метаморфизма (Донцова, Миловский, 1967; Garlick, Epstein, 1967), тогда как изверженные породы сохраняют, как правило, свойственные им низкие значения δO^{18}, либо слегка обогащаются тяжелым изотопом. Поэтому величина δO^{18} в первом приближении может характеризовать степень метаморфизма и исходную природу глубокометаморфизованной породы. Следовательно, параамфиболиты, возникавшие при метаморфизме осадочных пород (например, глинисто-карбонатных и др.), должны быть обогащены изотопом O^{18} по сравнению с ортоамфиболитами, образовавшимися при метаморфизме изверженных пород (например, габбро-базальтов).

Первая попытка использовать изотопно-кислородный метод для диагностики орто- и параамфиболитов была предпринята Г. Шварцем и Р. Клейтоном (Schwarcz, Clayton, 1965), однако она не принесла в должной мере ожидаемых результатов. Были изучены 18 проб амфиболитов, отобранных различными исследователями в нескольких районах США. Зачастую геологические данные не давали ясного представления, к какому генетическому типу можно отнести те или иные амфиболиты. Кроме того нам представляется вообще спорным отнесение к амфиболитам таких пород, которые Г. Шварцем и Р. Клейтоном названы «кварц-биотитовым» или «кварцевым» амфиболитом.

Полученные этими исследователями результаты не позволили сделать каких-либо определенных выводов относительно генезиса изученных амфиболитов. Только амфиболиты района Чандос (Онтарио), которые бесспорно являются параамфиболитами, характеризовались значениями δO^{18}, свойственными этому генетическому типу, в связи с чем Г. Шварц и Р. 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 Г. Шварца и Р. Клейтона, изучение изотопного состава кислорода амфиболитов необходимо было начинать с геологически хорошо известных 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, 1972; Жук-Почекутов, 1971; Сидоренко, Теняков и др., 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 породами, а для других — с первично изверженными.

Настоящая работа является первым региональным исследованием изотопного состава кислорода амфиболитов и вмещающих их кристаллических сланцев и гнейсов Кольского полуострова, выполненным на материале представительных геохимических проб достоверных орто- и параамфиболитов, отобранных на всех стратиграфических уровнях разрезов комплексов Кейв и Полмос-Порос. Эти пробы представлены, в свою очередь, большим числом частных проб одноименного состава, взятых из различных участков. Всего изучено свыше 100 проб, при этом выполнено около 400 изотопно-кислородных анализов. Исследование проведено с использованием ксенон-фторидного метода выделения кислорода в форме O_2 (Борщевский и др., 1971) и прецизионной регистрации его изотопного состава на масс-спектрометре МИ-1311 с воспроизводимостью параллельных определений ±0,03‰. Все данные приведены к международному стандарту SMOW.

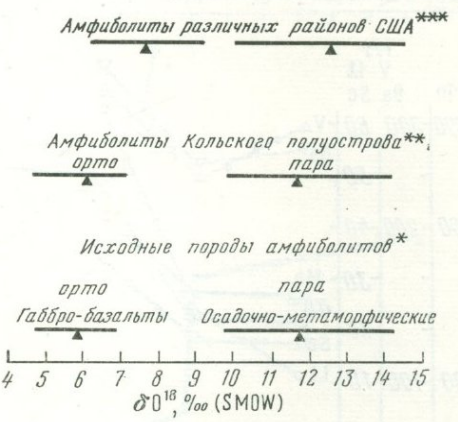


Рис. 26. Изотопный состав кислорода амфиболитов.

Одна звездочка — мировые данные; две звездочки — наши данные; три звездочки — данные Г. Шварца и Р. Клейтона (1965). Отмечены средние значения

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÷7,2, при среднем 6,3‰) характеризует в основном амфиболиты комплекса Кейв, тогда как другой диапазон (10,2÷14,6, при среднем 11,9‰) — большую часть амфиболитов комплекса Полмос-Порос (Сидоренко, Борщевский и др., 1973; Борисова, 1973 а, б). Анализ данных, сопоставленных с характером вариаций δO^{18} в тех типах пород, которые могут рассматриваться как исходные для двух генетических групп амфиболитов (рис. 26), приводит к вполне обоснованному заключению, что для одних амфиболитов (орто-) исходными породами служили магматические породы габбро-базальтового ряда, а для других (пара-) — осадочно-метаморфические (глинисто-карбонатные) породы. Следовательно, основную часть амфиболитов комплекса Кейв, согласно изотопно-кислородным данным, следует рассматривать как ортоамфиболиты, тогда как большую часть амфиболитов комплекса Полмос-Порос — как параамфиболиты, что находится в согласии с результатами геолого-геохимического изучения этих же амфиболитов (Сидоренко, Теняков и др., 1972).

Так, например, изотопно-кислородные данные, сопоставленные с характером вариаций различных элементов-примесей в пара- и ортоамфиболитах и их исходных породах (рис. 27), позволили обнаружить, что изотоп O^{18} ведет себя аналогично поведению таких элементов, как скандий, марганец, барий, ванадий, тогда как он 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, отмечается случай, когда ортоамфиболиты и метамандельштейны, залегающие в верхних горизонтах разреза Западных Кейв (рис. 28, пробы П-22, П-23, П-26), характеризуются явно высокими для этого генетического типа значениями δO^{18} (10,3÷13,0‰). Весь комплекс геолого-геохимических данных для этих амфиболитов свидетельствует, что они являются продуктами метаморфизма изверженных пород. Поэтому естественнее допустить, что при региональном метаморфизме габбро-базальтов (исходных для ортоамфиболитов) происходили процессы, изменившие истинные значения δO^{18} ортоамфиболитов.

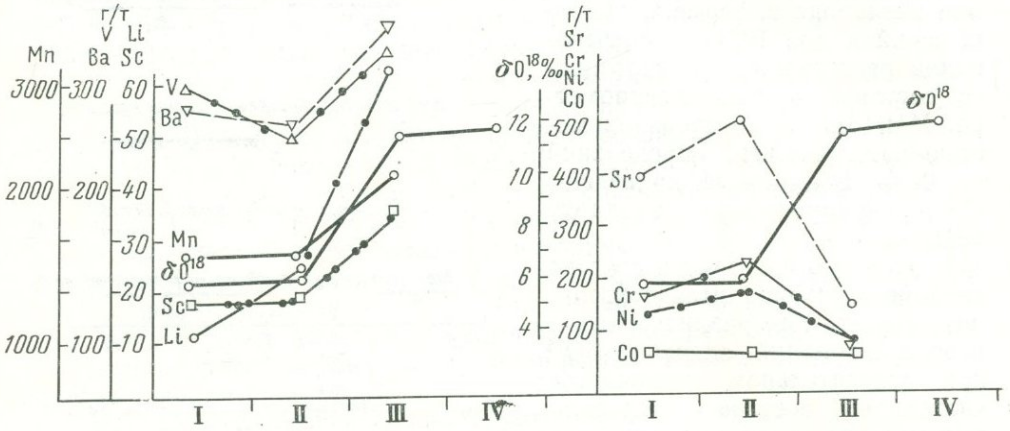


Рис. 27. Сравнение геохимических и изотопно-кислородных критериев орто- и параамфиболитов Кольского полуострова

I — габброиды, секущие амфиболиты, метамандельштейны; II — амфиболиты комплекса Кейв; III — амфиболиты комплекса Полмос-Порос; IV — кристаллические сланцы и гнейсы

В этой связи важно рассмотреть те причины, которые в отдельных случаях могут приводить к искажению истинных значений δO^{18}, свойственных каждому из двух генетических типов амфиболитов. Так, изотопный состав кислорода типичного ортоамфиболита может быть утяжелен в результате действия двух основных факторов — изотопно-кислородного обмена с породами, значительно более богатыми изотопом O^{18} (каковыми являются только карбонатные породы с величинами δO^{18} = =22÷28‰), и ассимиляции того же карбонатного материала. Следовательно, 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 (каковыми являются только метеорные воды, имеющие $\delta O^{18}_{ср}$=7,0÷10,0‰). Это чрезвычайно длительный процесс, требующий до некоторой степени специфических условий, поэтому он реализуется не всегда и не везде (Taylor, Forester, 1971). В связи с отмеченными выше причинами возможных аномалий, становится понятным обогащение рассматриваемых ортоамфиболитов изотопом O^{18}.

Геологическое положение рассматриваемых амфиболитов (и метамандельштейнов) вблизи, а главное выше по разрезу карбонатных пород (см. рис. 28), со всей очевидностью указывает на карбонаты, как на единственно реальный источник тяжелого изотопа кислорода (в нашем случае, карбонаты имеют $\delta O^{18}_{ср}$=20,0‰).

Перед нами альтернатива: какой из двух возможных механизмов — изотопно-кислородный обмен с карбонатами при региональном метаморфизме или ассимиляция карбонатов габбро-базальтами при их внедрении — привел в данном конкретном случае к указанным аномалиям.

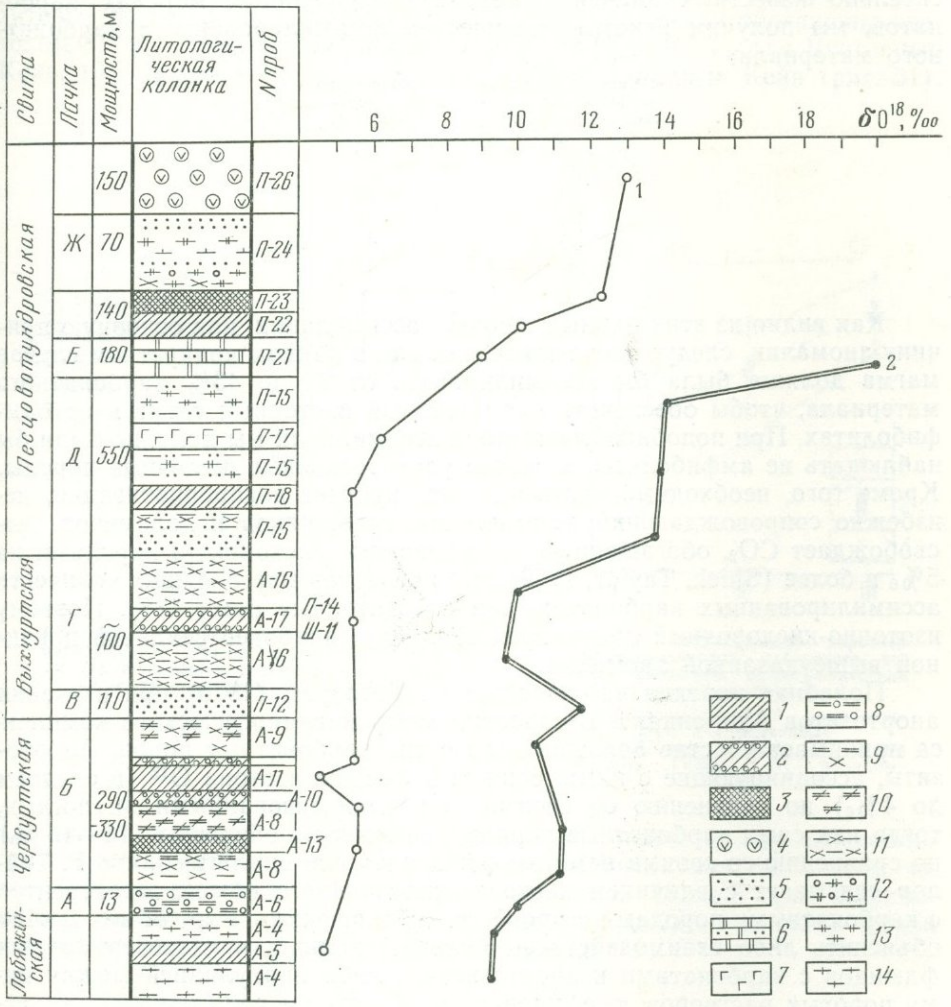


Рис. 28. Изотопный состав кислорода амфиболитов (*1*) и вмещающих пород (*2*) комплекса Кейв. *1—4* — амфиболиты (*1* — полевошпатовые, *2* — гранатовые, *3* — тремолитовые, *4* — по мандельштейнам); *5* — слюдистые кварциты; *6* — доломиты; *7* — габбро-диабазы; *8—13* — сланцы (*8* — гранат-ставролитовые, *9* — ставролит-гранатовые, *10* — кианитовые, *11* — кианит-ставролитовые, *12* — гранат-двуслюдяные, *13* — двуслюдяные); *14* — биотитовые гнейсы

В первом приближении можно рассмотреть принципиальную возможность каждого из этих факторов. Условия и возможные петрохимические следствия ассимиляции можно оценить с позиций изотопного материального баланса, используя известные данные об изотопном составе кислорода исходной базальтовой магмы ($\delta O^{18} = 6{,}0\,‰$), исходных неметаморфизованных морских карбонатов ($\delta O^{18} = 22 \div 27\,‰$) и полученные нами данные для «аномальных» ортоамфиболитов ($\delta O^{18} = 12 \div 13\,‰$). Тогда уравнение материального баланса, отражающее взаимодействие габбро-базальтов (Г) с карбонатами (К) при внедрении интрузий с последующим образованием ортоамфиболитов (А), будет иметь вид:

$$A'(\delta O_A^{18}) = K'(\delta O_K^{18}) + \Gamma'(\delta O_\Gamma^{18}),$$

где A', Γ', K' — соответственно, мольные доли ортоамфиболитов, габбро-базальтов и карбонатов.

Приняв $\Gamma'+K'=1$ (условие баланса) и решая это уравнение относительно известных значений неметаморфизованных морских карбонатов, мы получим искомые количества ассимилированного карбонатного материала:

δO^{18} исходных неметаморфизованных морских карбонатов, ‰	Количество ассимилированных карбонатов, ‰
27	33
26	35
25	37
24	39
23	41
22	43

Как видно из этих данных, 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. 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 ассимиляцию известняков и доломитов, высвобождает CO_2, обогащенную по сравнению с исходными породами на 5‰ и более (Shieh, Taylor, 1969), что потребует еще больших количеств ассимилированных карбонатов, чем рассчитанные нами 43%. Поэтому изотопно-кислородный обмен представляется наиболее реальной причиной вышеуказанной аномалии.

Подобная картина наблюдалась Г. Тейлором (1970) при изучении анортозитов Адирондака. В строении этого метаморфического комплекса принимает участие большое количество карбонатных пород. Анортозиты, ассоциирующие с ними, содержат больше изотопа O^{18} (в среднем до 4‰) по сравнению со своими неметаморфизованными аналогами, тогда как сами карбонатные породы значительно обеднены (13—18‰) по сравнению со своими неметаморфизованными аналогами, что Г. Тейлор связывает с влиянием изотопно-кислородного обмена анортозитов с карбонатными породами в процессе метаморфизма. Этот обмен можно объяснить либо взаимодействием больших количеств гидротермальных флюидов с карбонатами и анортозитами, либо циркуляцией между ними поровых растворов, т. е. процессом, в котором вода служила транспортирующей средой для переноса изотопов кислорода. Принципиальная схема такого изотопно-кислородного обмена представлена на рис. 29.

Таким образом, установленное нами обогащение ортоамфиболитов изотопом O^{18} могло быть вызвано интенсивным изотопно-кислородным обменом между пластовыми интрузиями габбро-базальтов и первично осадочными карбонатными породами в процессе регионального метаморфизма. 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.

В процессе изучения изотопного состава кислорода амфиболитов и вмещающих пород комплекса Кейв удалось установить интересную тенденцию в характере распределения изотопа O^{18}: постепенное обогащение 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 петрогра-

фических типов амфиболитов, изученных нами в Восточных, Центральных и Западных Кейвах (рис. 30).

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.) независимо от их состава всегда обогащены изотопом O^{18} относительно амфиболитов на 4÷8,1‰ : 9,7‰ для Восточных Кейв, 10,9‰ для Центральных и 12,7‰ для Западных Кейв (рис. 31).

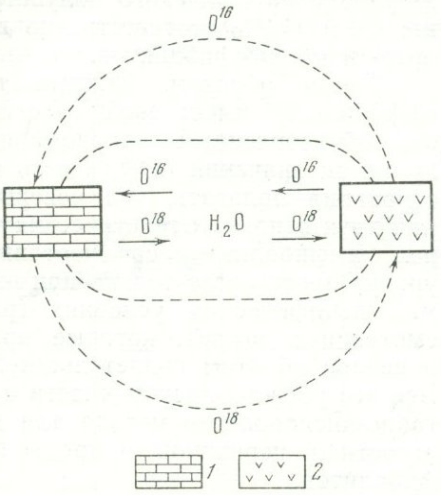


Рис. 29. Принципиальная схема изотопно-кислородного обмена между карбонатами (*1*) и габбро-базальтами (*2*) в процессе регионального метаморфизма

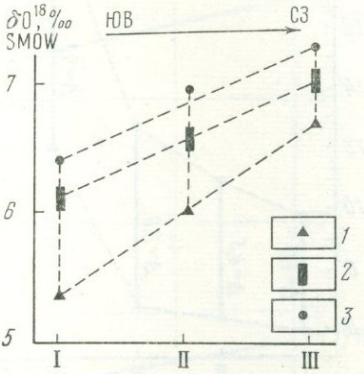


Рис. 30. Региональный характер фракционирования изотопного состава кислорода петрографических типов амфиболитов:

1 — полевошпатовых, *2* — тремолитовых, *3* — гранатовых
I — Восточные Кейвы; II — Центральные Кейвы; III — Западные Кейвы

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.

Отмеченная 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. Установленный в настоящем исследовании региональный характер изменения величин O^{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 Г. Шварца и Р. Клейтона (Schwarcz, Clayton, 1965), следует заметить, 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‰. Если абстрагироваться от недостаточно ясной геологической основы их исследования, то эти значения довольно близки к тем, которые получены нами для амфиболитов Кольского полуострова: 6,3 и 11,9‰ соответственно для орто- и параамфиболитов.

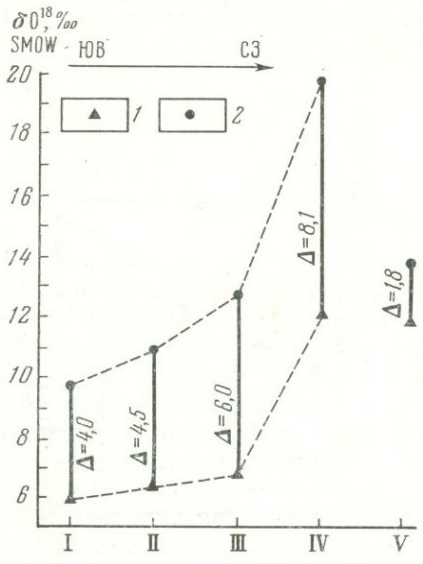


Рис. 31. Изотопно-кислородное фракционирование между амфиболитами (*1*) и вмещающими породами (*2*) Кольского полуострова

I — Восточные Кейвы; II — Центральные Кейвы; III — Западные Кейвы; IV — Западные Кейвы, карбонатный разрез; V — Полмос-Порос

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 с успехом 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 амфиболитов можно разделить их на орто- или паратипы. Согласно их данным, для геологически выделенных параамфиболитов характерны более высокие значения δS^{34} (7,8÷10,0‰), чем для ортоамфиболитов (3,5÷3,7‰).

Нам представляется, что основной задачей дальнейших исследований по разработке методов изотопной диагностики первичной природы глубокометаморфизованных пород основного состава является углубленное изучение на изотопном уровне особенностей метаморфизма, в первую очередь, глинисто-карбонатных пород, как наиболее вероятных осадочных эквивалентов амфиболитов, эклогитов, гранулитов и т. д.

ЭВОЛЮЦИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СВИНЦА ГОРНЫХ ПОРОД В СВЯЗИ С ДИФФЕРЕНЦИАЦИЕЙ ВЕЩЕСТВА ЗЕМНОЙ КОРЫ В ХОДЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В восстановлении первичной природы метаморфических пород докембрия важную роль играют изотопно-геохимические исследования и, в частности, исследования по геохимии изотопов свинца. Ниже авторы на основании имеющихся данных о содержании свинца, урана и тория и распределении изотопов свинца в породах различных докембрийских щитов на территории СССР попытались проследить закономерность эволюции изотопного состава свинца пород и слагающих их минералов и выявить ее причины.

В связи с тем, что объектом исследования служили достаточно древние (2 млрд. лет и более) породы, во всех случаях измеренный изо-

топный состав свинца был пересчитан, исходя из возраста пород и содержаний урана, тория и свинца, таким образом, чтобы получить характеристику изотопного состава свинца породы в момент ее образования. Считается твердо установленным (Катанзаро, Гаст, 1969; До и др., 1969), что в породах гранитоидного состава основная масса свинца сосредоточена в калиевых полевых шпатах, что делает эти минералы наиболее благоприятным объектом исследования при изучении первичного распределения изотопов свинца в породах. Исходя из этого во всех случаях, где это было возможно, исследования проводились на мономинеральных фракциях калиевых полевых шпатов. В остальных случаях измерения проводились по валовым пробам пород.

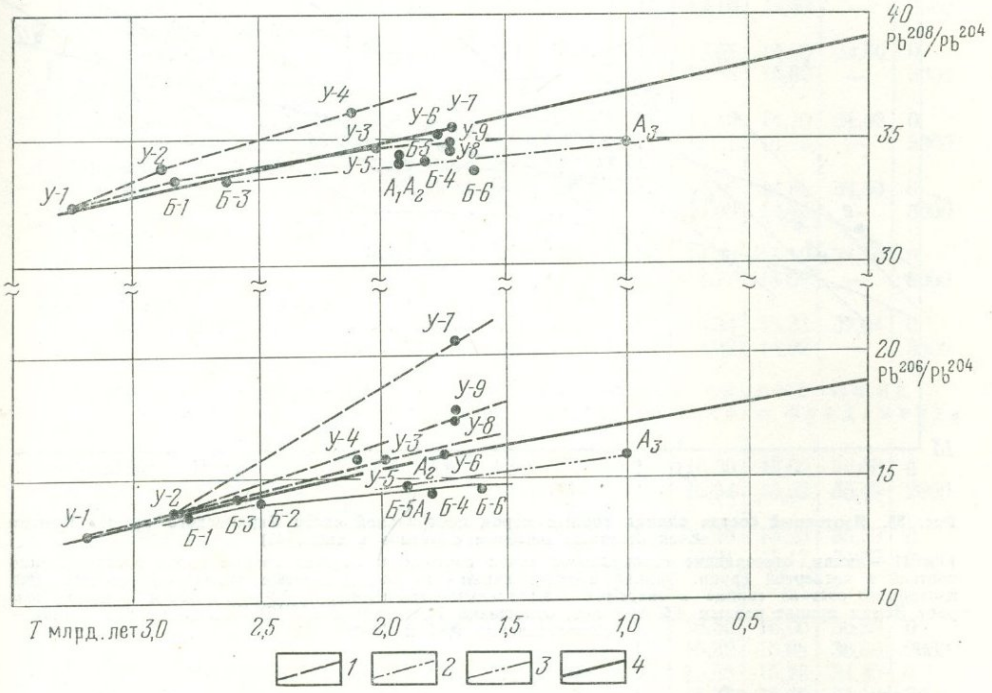


Рис. 32. Изменение изотопного состава свинца гранитоидных пород докембрийских щитов на территории СССР (Тугаринов и др., 1963).

1 — Украинский щит; *2* — Балтийский щит; *3* — Алданский щит; *4* — земная кора в целом

На рис. 32, заимствованном из работы А. И. Тугаринова, Л. К. Гавриловой, В. П. Бедринова (1963), показано изменение изотопного состава свинца гранитоидных пород Украинского, Балтийского и Алданского докембрийских щитов во времени. Различия в характере эволюции изотопного состава свинца горных пород возникают где-то в интервале времени между 3000 и 2000 млн. лет, т. е. если исходить из существующих представлений о геохронологическом расчленении докембрия, на рубеже между археем и протерозоем.

Известно, что нижний протерозой характеризуется широким развитием процессов осадконакопления, что объясняется возникновением и устойчивым существованием огромных массивов суши, за счет выветривания которых и происходило накопление колоссальных по мощности толщ осадков. Следует предположить, что выветривание и образование осадков сопровождалось мощными процессами осадочной дифференциации вещества, приводившими к локальному обогащению отдельных толщ теми или иными компонентами. Особенно показательным с этой точки зрения представляется перераспределение урана, поскольку благодаря радиоактивному распаду уран оставляет следы своего существования —

радиогенные изотопы свинца Pb^{206} и Pb^{207}, — изучая распределение которых можно достаточно уверенно говорить о былой урановосности исследуемых толщ.

Исходя из этого авторами был исследован изотопный состав свинца и определены содержания свинца, урана и тория в различных породах центральной части Украинского кристаллического щита. Результаты исследований приведены в табл. 48 и на рис. 33.

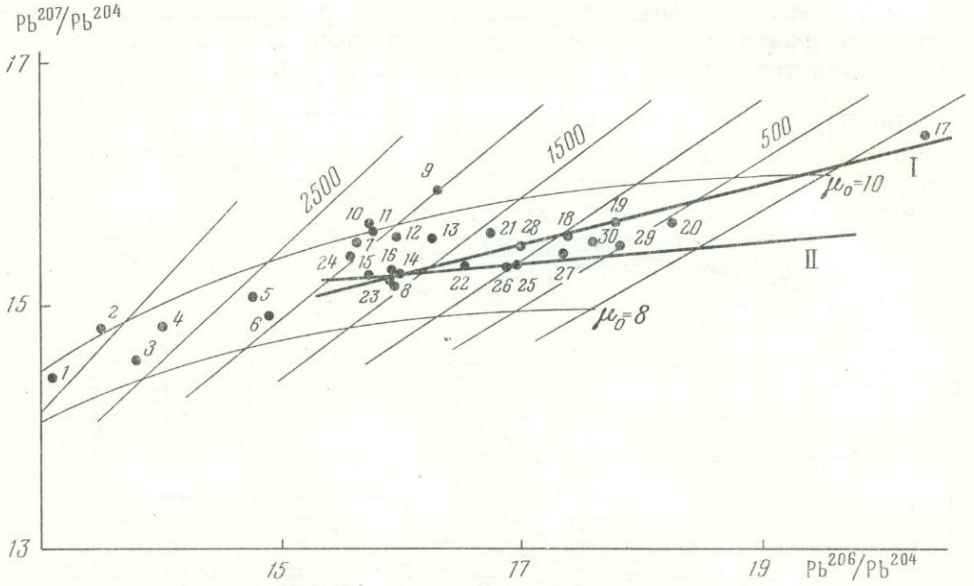


Рис. 33. Изотопный состав свинца горных пород центральной части Украинского щита. (Номера точек отвечают номерам образцов в табл. 48)

I и II — линии, отвечающие совокупности точек изотопного состава свинца пород соответственно третьей и четвертой групп. Тонкие прямые линии — изохроны, кривые линии — линии эволюции изотопного состава свинца в системах с начальным отношением U^{238}/Pb^{204}, равным 8 и 10. Возраст Земли принят равным $4{,}55\times10^9$ лет, отношения Pb^{206}/Pb^{204} и Pb^{207}/Pb^{204} в первичном свинце — соответственно 9,56 и 10,42

Изученные породы четко разделяются на несколько групп. Первую группу, характеризующуюся наиболее низкими величинами отношений Pb^{206}/Pb^{204} и Pb^{207}/Pb^{204} (точки 1—6), составляют свинцы полевых шпатов из древних мигматитов и плагиогранитов. Можно отметить, что несмотря на значительный разброс этих точек, все они тяготеют к области существования древних свинцов, располагаясь в то же время неподалеку от средней линии эволюции изотопного состава свинца земной коры.

Вторую группу точек (7—13) образуют свинцы полевых шпатов гранитоидных пород, прорывающих гнейсы и мигматиты докриворожского фундамента. Эти точки довольно кучно располагаются вокруг точки пересечения изохроны, отвечающей 2000 млн. лет, с кривой эволюции изотопного состава свинца, характеризующейся несколько повышенным отношением урана к свинцу ($\mu_0=10$). Таким образом, полученные данные определенно говорят о том, что для Украинского щита 2000 млн. лет назад было характерным несколько повышенное, по сравнению со средним для земной коры, отношение урана к свинцу.

Третью группу точек (14—22) составляют свинцы полевых шпатов крупных гранитоидных массивов Центральной Украины и мелких тел аплитоидных и пегматоидных гранитов, прорывающих криворожскую серию в районе Северного Криворожья. На рис. 33 видно, что свинец полевых шпатов аплитоидных и пегматоидных гранитов характеризует-

Таблица 48

Изотопный состав свинца и содержания свинца, урана и тория в породах Украинского кристаллического щита

№ образца	Порода, место отбора пробы	Содержание 10^{-4}, %			Возраст породы, млн. лет	Изотопный состав свинца				T, млн. лет назад
		Pb	U	Th		Pb^{204}	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}	
	Древние мигматиты и плагиограниты									
1	Гранодиорит, г. Ямбург, Ср. Приднепровье	12,2	0,25	0,95	3200	1	13,80	14,55	33,20	0
						1	13,16	14,43	—	3000
2	Мигматит, с. Тамаровка р. Саксагань	30,3	0,12	<1,0	3200	1	13,65	14,85	33,30	0
						1	13,53	14,82	—	3000
3	Мигматит, карьер Савро р. Саксагань	37,4	0,8	2,2	2850	1	14,50	14,70	34,40	0
						1	13,81	14,55	—	3000
4	Мигматит. д. Саввовка р. Ингулец	24,3	0,34	<1,0	2850	1	14,50	14,95	34,50	0
						1	14,05	14,85	—	3000
5	Мигматит, д. Реево р. Ингулец	46,0	0,11	1,3	2850	1	14,85	15,10	34,10	0
						1	14,77	15,08	—	3000
6	Плагиогранит, г. Веселье Терны, р. Саксагань	7,8	0,32	1,4	3000	1	16,34	15,23	37,04	0
						1	14,92	14,92	—	3000
	Граниты и кварц-полевошпатовые жилы, прорывающие гнейсы и мигматиты докриворожского фундамента									
7	Чарнокит, д. Братолюбовка р. Ингулец	82,4	2,54	1,50	1800—2000	1	16,30	15,60	35,60	0
						1	15,64	15,52	35,49	2000
8	Чарнокит, с. Спасово р. Ингулец	38,3	0,88	1,6	1800—2000	1	16,39	15,23	35,03	0
						1	15,91	15,17	34,77	2000
9	Кварц - полевошпатовая жила с. Спасово, р. Ингулец	33,0	0,28	<1,0	1800—2000	1	16,50	16,00	36,30	0
						1	16,32	15,98	36,30	2000
10	Гранит, с. Малиновка	47,8	0,34	2,2	1800—2000	1	15,90	15,70	34,40	0
						1	15,75	15,68	34,12	2000
11	Кварц - полевошпатовая жила хут. Веселое Поле	44,0	2,3	1,4	1800—2000	1	16,90	15,75	35,30	0
						1	15,78	15,61	35,30	2000
12	Чарнокит, д. Бокова р. Ингулец	67,0	0,23	2,0	1800—2000	1	16,05	15,60	35,50	0
						1	15,98	15,59	35,31	2000
13	Полевошпатовая жила, д. Искровка, р. Ингулец	33,9	2,7	1,6		1	18,00	15,75	34,60	0
						1	16,28	15,55	34,30	2000
	Граниты Центральной Украины, пегматиты и аплитоидные граниты, прорывающие породы криворожской серии в районе Северного Криворожья									
14	Чудново - Бердичевский гранит, г. Сабаров	28,0	0,19	2,5	2100	1	16,15	15,30	36,80	0
						1	16,00	15,28	36,28	2000
15	Кировоградский гранит, г. Кировоград	50,2	0,95	2,9	2000	1	16,15	15,30	35,00	0
						1	15,75	15,25	34,64	2000
16	Гранит-рапакиви г. Шпола	39,0	0,83	1,25	1750	1	16,40	15,35	35,50	0
						1	15,95	15,30	35,30	2000

Продолжение табл. 48

№ образца	Порода, место отбора пробы	Содержание 10^{-4}, %			Возраст породы, млн. лет	Изотопный состав свинца				T, млн. лет назад
		Pb	U	Th		Pb^{204}	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}	
17	Пегматит из верхней свиты криворожской серии (K_3), г. Желтые Воды	27,6	2,7	1,6	1700	1	22,70	16,70	35,90	0
						1	20,37	16,42	35,49	2000
18	Пегматит из средней свиты криворожской серии (K_2), г. Желтые Воды	47,3	0,45	1,6	1700	1	17,60	15,60	34,90	0
						1	17,40	15,58	34,49	2000
19	То же	125,2	4,1	0,85	1600	1	18,52	15,78	34,91	0
						1	17,80	15,69	34,87	2000
20—21	„ „	33,4	2,4	1,3	1600	1	18,28	15,70	36,32	2000
						1	18,40	15,80	37,80	0
22	„ „					1	16,77	15,60	37,54	2000
	Аплитоидный гранит г. Веселые Терны	33,3	0,85	1,25	1600	1	17,10	15,40	36,20	0
						1	16,55	15,33	35,96	2000
	Метаморфические породы криворожской серии									
23	Слюдяной сланец средней свиты (K_2), г. Желтые Воды	26,6	4,1	6,1		1	19,42	15,66	36,66	0
						1	15,92	15,24	35,12	2000
24	Сланец средней свиты (K_2), г. Желтые Воды	24,5	3,05	19,4		1	18,52	15,77	40,78	0
						1	15,57	15,41	35,21	2000
25	Сфенсодержащий сланец верхней свиты (K_3), г. Желтые Воды	37,8	1,75	17,7		1	18,08	15,46	41,83	0
						1	16,99	15,33	38,53	2000
26	Слюдяной сланец средней свиты (K_2), г. Желтые Воды	47,3	1,10	6,7		1	17,40	15,40	36,70	0
						1	16,89	15,34	35,78	2000
27	Сланец средней свиты (K_2), г. Желтые Воды	53,0	1,9	6,8		1	18,20	15,55	37,40	0
						1	17,39	15,45	36,54	2000
28	Филлит нижней свиты (K_1), г. Кривой Рог	45,7	2,7	7,6		1	18,35	15,65	37,70	0
						1	17,01	15,49	36,58	2000
29	Амфиболит подстилающей свиты (K_0), г. Кривой Рог	51,1	0,6	3,0		1	18,10	15,55	37,90	0
						1	17,83	15,52	37,51	2000
30	Филлит нижней свиты (K_1), г. Кривой Рог	27,3	0,6	4,0		1	18,10	15,55	38,20	0
						1	17,60	15,53	37,22	2000

ся четко выраженной аномальностью, а именно, — повышенным содержанием радиогенных изотопов Pb^{206} и Pb^{207}. Все эти точки с небольшим разбросом ложатся на прямую (I), уравнение которой, рассчитанное методом наименьших квадратов, имеет вид $y=0{,}244x+11{,}38$. Тангенс угла наклона этой прямой, отвечающий отношению Pb^{207}/Pb^{206} в радиогенной составляющей аномального свинца, равен 0,244. Коль скоро мы принимаем (и это подтверждается существующими геохронологически-

ми определениями), что возраст этих пород равен приблизительно 2000 млн. лет, можно с уверенностью говорить о том, что радиогенная добавка в аномальном свинце была привнесена в исследованные породы в момент их образования из урансодержащих пород, имеющих возраст около 2000 млн. лет. Такой возраст имеют среди рассматриваемых пород криворожской серии породы верхней свиты (K_3). Таким образом, можно придти к выводу, что на изотопный состав свинца гранитоидных пород, прорывающих криворожскую серию, существенное влияние оказал радиогенный свинец, образовавшийся в породах верхней свиты за счет распада присутствующего в них урана и вынесенный из них в процессе образования гранитоидных пород.

Четвертую группу составляют свинцы собственно метаморфических пород криворожской серии (точки 23—30). Для них также характерен аномальный изотопный состав. Рассматриваемые точки с некоторым разбросом располагаются вдоль прямой (II), уравнение которой имеет вид $y=0{,}086x+13{,}91$. Наклон этой прямой таков, что он не может быть объяснен привносом радиогенного свинца в рассматриваемые породы 2000 млн. лет назад. Единственным объяснением наблюдающегося распределения этих точек является признание того факта, что аномальный состав свинца этих пород обусловлен первично неоднородным распределением в них урана и свинца, связанным с разделением этих элементов в ходе накопления осадков.

Еще более яркий пример, свидетельствующий о существенном влиянии процессов осадочной дифференциации вещества на эволюцию изотопного состава свинца горных пород, был получен нами при исследовании графитсодержащих гнейсов Побужья. При постановке этих исследований авторы исходили из известного факта накопления урана в осадках, содержащих повышенные количества органического вещества. Метаморфизм таких пород и превращение их в графитовые гнейсы должны были привести к почти полному выносу из них урана (Ермолаев, Жидикова, 1966), в то время как свинец из-за меньшей геохимической подвижности в верхних частях земной коры, мог оставаться в метаморфических породах, будучи захваченным отдельными минералами, слагающими графитовые гнейсы. Именно это и было обнаружено нами при изучении графитсодержащих гнейсов Побужья. Результаты этих исследований показывают, что свинец как валовых проб, так и отдельных минералов, характеризуется аномальным изотопным составом (табл. 49). Совершенно естественно, что наибольшей аномальностью

Таблица 49

Изотопный состав свинца графитовых гнейсов Побужья

№ образца	Порода	Анализируемый материал	Изотопный состав свинца			
			Pb^{204}	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}
6922/1	Графитовый гнейс	Валовая проба	1	19,29	15,22	37,28
		Плагиоклаз	1	16,82	15,86	35,76
		Графит	1	32,93	17,42	39,56
6522/2	Графитовый гнейс с сульфидами	Валовая проба	1	19,03	15,96	37,54
		То же, 2 млрд. лет назад *	1	16,78	15,68	—
		Пирит	1	22,49	18,72	43,26
6410	То же	Пирит	1	71,36	22,51	44,00
6410/12	„	Пирит	1	60,23	25,16	69,84

* Поправка на накопление радиогенного свинца введена исходя из содержания Pb в пробе $1{,}3 \cdot 10^{-3}$%, U $1{,}3 \cdot 10^{-4}$%.

характеризуется свинец сульфидов, пирита и пирротина, явившихся наиболее благоприятными «ловушками» для него, тогда как плагиоклазы характеризуются значительно менее четко выраженной аномальностью. Графит в этом ряду занимает промежуточное положение.

Таким образом, изложенные данные, по-видимому, вполне определенно говорят о том, что эволюция изотопного состава свинца докембрийских горных пород протекала в тесной связи с процессами их геохимической эволюции, причем наиболее важную роль при этом играли процессы дифференциации вещества в ходе образования и накопления осадков.

ИСТОЧНИКИ СЕРЫ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОДАХ И РУДАХ

При обсуждении вариаций изотопных отношений серы в докембрийских образованиях рассмотрим три вопроса: а) время начала разделения изотопов в осадочном цикле, б) поведение изотопов серы при метаморфизме и в) изотопный состав серы сульфидных залежей докембрийского возраста в сравнении с постпротерозойскими месторождениями.

Как известно, наибольшее по величине и масштабам разделение изотопов серы происходит в процессе бактериальной редукции сульфатов. Разделение изотопов, происходящее при круговороте серы в осадочном цикле, отражается в изотопном составе серы в осадочном материале и при дальнейших его преобразованиях.

Наиболее древними образцами земной коры, для которых определен изотопный состав серы, являются осадочные бариты и сульфиды из конгломератов системы Свазиленд в Южной Африке, имеющей возраст 3 млрд. лет. Бариты и сульфиды здесь показали близкие соотношения изотопов серы: в первых значениях δS^{34} изменяются от +3,1 до +3,8‰, а в сульфидах — от —0,9 до до +1,6‰. Полагают (Perry et al., 1971), что во время отложения древних баритов и сульфидов в атмосфере не было высоких концентраций кислорода, поэтому сульфат поступал в водоемы в очень небольшом количестве. Лабораторные же опыты показывают, что при незначительной концентрации сульфата, порядка $6 \cdot 10^{-4}$ моль/л и меньше, бактериальная редукция сульфата практически не сопровождается разделением изотопов. Коэффициент фракционирования при этом процессе составляет от 1,003 до 0,997 (Harrison, Thode, 1958).

Таким образом, если в архее и происходила бактериальная редукция сульфатов, то она не сопровождалась ощутимым разделением изотопов серы в связи со специфическими условиями того периода. В среднем протерозое и в более позднее время, бактериальная редукция сульфатов привела к более значительному разделению изотопов серы (рис. 34). Можно определенно утверждать, что разделение изотопов серы в осадочном цикле уже происходило 2 млрд. лет назад, и с этого времени, а возможно, и раньше, породы и руды несут изотопную метку, показывающую их участие в осадочном цикле.

Очевидно, что данные по вариациям изотопных отношений серы в древних образованиях можно использовать для генетических выводов лишь при условии, если они не изменяются в последующей геологической истории. Эта проблема наиболее актуальна для докембрийских пород и руд, испытавших интенсивные метаморфические преобразования. Поэтому важно знать направленность и масштаб разделения изотопов серы при метаморфизме. К решению этого вопроса следует подходить с двух сторон: экспериментальное изучение разделения изотопов серы при реакциях, возможных в условиях метаморфизма, и сопоставление данных изотопного состава серы сульфидов в различной степени метаморфизованных породах и рудах.

Ранее нами были проведены эксперименты по разложению сульфидов парами воды при температурах 200—600° С (В. А. Гриненко, Л. Н. Гриненко, 1967). Они показали, что соединения серы, возникающие при частичном разложении сульфидов, во всех случаях обогащаются тяжелым изотопом S^{34} на 2—4%. Поэтому можно полагать, что если при метаморфизме пород и руд происходит заметный вынос серы, остаточные сульфиды должны иметь меньшее содержание изотопа S^{34} по сравнению с тем, которое в них было до метаморфизма, а частично вынесенная сера будет несколько обогащена этим изотопом по сравнению с последними.

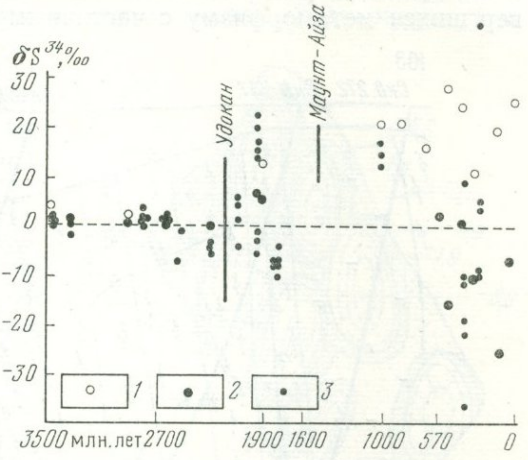


Рис. 34. Вариации изотопных отношений серы в отложениях различного возраста (Гриненко и др., 1973; Тугаринов, Гриненко, 1965; Чухров, 1969; Perry et al., **1971).**

1 — сульфат; *2* — пирит (усредненная проба); *3* — пирит

Экспериментальные данные подтверждаются наблюдениями на природных объектах.

На примере отложений Северного Приладожья В. А. Гриненко, А. А. Мигдисовым и А. Б. Роновым (1973) было изучено распределение изотопов серы в породах, метаморфизованных в разной степени. Здесь наблюдается хорошо выраженная зональность с постепенным переходом от фации зеленых сланцев к гранулитовой фации и зоне ультраметаморфизма и гранитизации (рис. 35). Для сланцев и пород в целом с увеличением степени метаморфизма уменьшаются количества летучих, общей серы и содержания в последней изотопа S^{34}. При взаимодействии пород с летучими, в основном с H_2O и CO_2, из них, по-видимому, удалялась сера, несколько обогащенная изотопом S^{34}, но при этом первичное соотношение ее изотопов в породах существенно не изменилось.

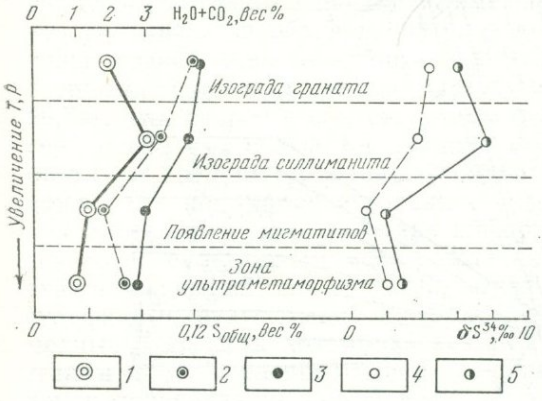


Рис. 35. Распределение летучих, общей серы и изотопного состава пиритной серы в различной степени метаморфизованных породах Северного Приладожья.

1 — содержание H_2O+CO_2; *2* — содержание серы в сланцах, *3* — содержание серы в породах; *4* — пиритная сера в сланцах; *5* — пиритная сера в породах

Сходные закономерности перераспределения изотопов серы наблюдались в некоторых сульфидных залежах докембрийского возраста. Так, в древних колчеданных месторождениях Карелии была выявлена определенная зональность в распределении изотопов серы по рудному телу, выражающаяся в обеднении изотопом S^{34} пиритов и пирротинов из краевых участков залежей по сравнению с центральными (Гриненко и др., 1971). В этом же направлении в рудном теле увеличивается и содержание пирротина. Выявленная изотопная зональность хорошо согласуется с представлением о частичном выносе серы, обогащенной изотопом S^{34}, при воздействии на пиритовые руды флюидов на заключительной

стадии регионального метаморфизма. Сульфиды из прожилков в удалении от рудных тел, как правило, имеют повышенное содержание изотопа S^{34} (рис. 36).

Таким образом, как экспериментальные данные, так и природные наблюдения по распределению изотопов серы в породах и рудах, подвергшихся метаморфизму с частичным выносом серы, свидетельствуют

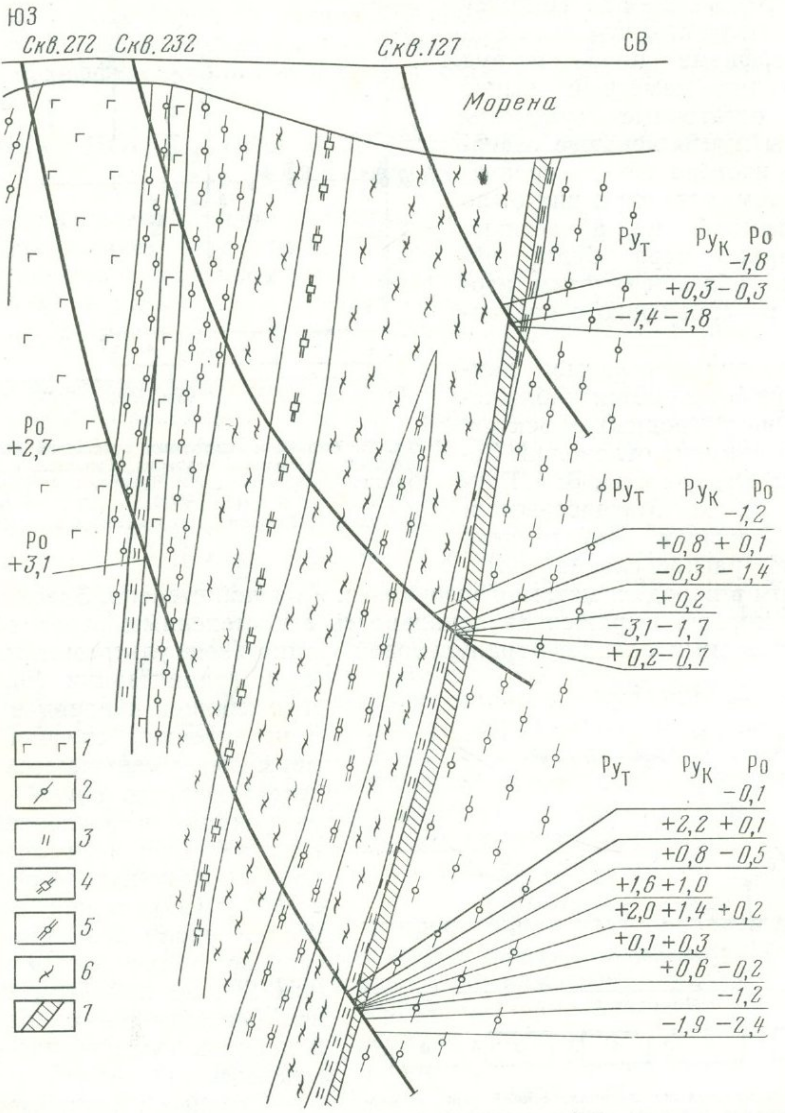


Рис. 36. Распределение изотопов серы по рудному телу Парандовского месторождения

1 — диабазы; *2* — кварц-плагиоклаз-хлоритовые сланцы с порфиробластами роговой обманки; *3* — кварц-плагиоклаз-биотитовые сланцы; *4* — кварц-плагиоклаз-биотитовые сланцы с порфиробластами карбоната; *5* — кварц-плагиоклаз-биотитовые сланцы с порфиробластами роговой обманки и граната; *6* — хлорит-тальковые и карбонат-хлорит-тальковые сланцы; *7* — пиритовые руды. Минералы: $Ру_т$ — пирит тонкозернистый, $Ру_к$ — пирит кристаллический, Ро — пирротин

о незначительном изменении в этом процессе изотопного состава серы. Отсюда следует, что первичная неоднородность изотопного состава серы, обусловленная, например, ее биогенной природой, будет сохраняться и при метаморфизме.

Поэтому интересны результаты определения изотопного состава серы Мулдусельгского рудопроявления в Карелии. Здесь развито два типа

сульфидной минерализации. Пирит-пирротиновые руды в кварц-серицитовых сланцах по изотопному составу серы близки к метеоритной. В оолитовых пиритовых рудах, залегающих здесь же в графитистых сланцах, отмечаются существенные вариации изотопных отношений серы при обогащении ее легким изотопом S^{32}, что свойственно сере биогенной природы (рис. 37). В данном случае важно подчеркнуть тот факт, что изотопная неоднородность серы проявляется не только в соседних оолитах, но даже в пределах одного и того же оолита, хотя руды подверглись метаморфизму в условиях эпидот-амфиболитовой фации (Гриненко и др., 1971).

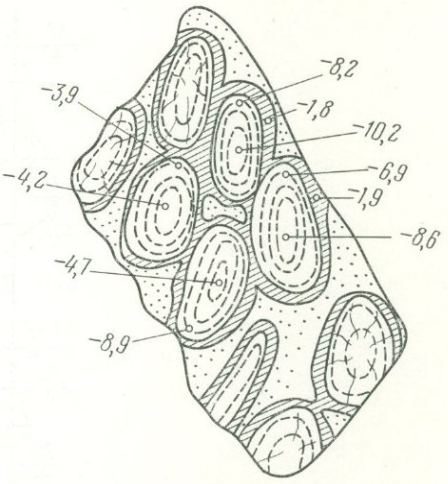


Рис. 37. Вариации изотопного состава серы в оолитовых пиритовых рудах Мулдусельгского рудопроявления. Цифрами обозначены значения δS^{34}

Сказанное выше о перераспределении изотопов серы при метаморфизме относится к случаям, если породы не подвергаются переплавлению. В противном случае изотопная неоднородность исходного серосодержащего материала может исчезнуть. Однако породы, возникшие за счет переплавления других, часто несут изотопную метку, свидетельствующую о том, что их исходный материал участвовал в осадочном цикле. Так, докембрийские граниты нередко содержат серу, существенно отличающуюся от метеоритного уровня аномально высоким содержанием легкого или тяжелого изотопа серы. Примером могут служить граниты рапакиви, имеющие значения δS^{34}, равные —14‰, что указывает на образование их в результате переработки осадочных толщ, содержащих биогенные сульфиды (Ault. Kulp, 1969). С другой стороны, граниты в районе Оутокумпу обогащены изотопом S^{34} до 28,7‰, что, скорее всего, свидетельствует об участии в их образовании серы осадочных сульфатов (Kouvo, 1958). К сожалению, изотопный состав серы древних гранитов изучен еще недостаточно, а знание его очень важно для понимания источников серы древних сульфидных залежей.

Более обширная изотопная информация в отношении серы имеется сейчас по сульфидным месторождениям докембрия. Среди докембрийских образований, как известно, встречаются разнообразные по составу сульфидные руды: медно-никелевые, колчеданные, полиметаллические, медные и др. Для докембрийских руд наряду с разнообразными гипотезами широко распространено мнение о метаморфогенном происхождении концентраций сульфидов.

Результаты по соотношению изотопов серы в рудах различных типов докембрийских месторождений интересно сравнить с данными для более молодых образований, что позволяет сделать некоторые выводы об источниках серы в рудах и роли метаморфизма в их формировании.

Как известно, большинство медно-никелевых месторождений, за исключением месторождений Южной Африки и Сибирской платформы, имеют докембрийский возраст. Как видно на рис. 38, изотопный состав серы докембрийских медно-никелевых месторождений из различных регионов мира довольно однороден и близок к составу серы базит-гипербазитовых пород и метеоритов. На основании этих данных был сделан вывод о преимущественно глубинном, верхнемантийном источнике серы месторождений подобного типа (Гриненко и др., 1967). Интересен тот факт, что метаморфизм докембрийских медно-никелевых руд не

приводит к существенному изменению величин изотопных отношений серы, а вызывает лишь небольшое фракционирование изотопов в пределах 2—3‰.

Среди древних докембрийских толщ широко распространены также сульфидные залежи колчеданного типа. Как видно на рис. 39, месторождения, входящие в эту группу, различаются по изотопному составу

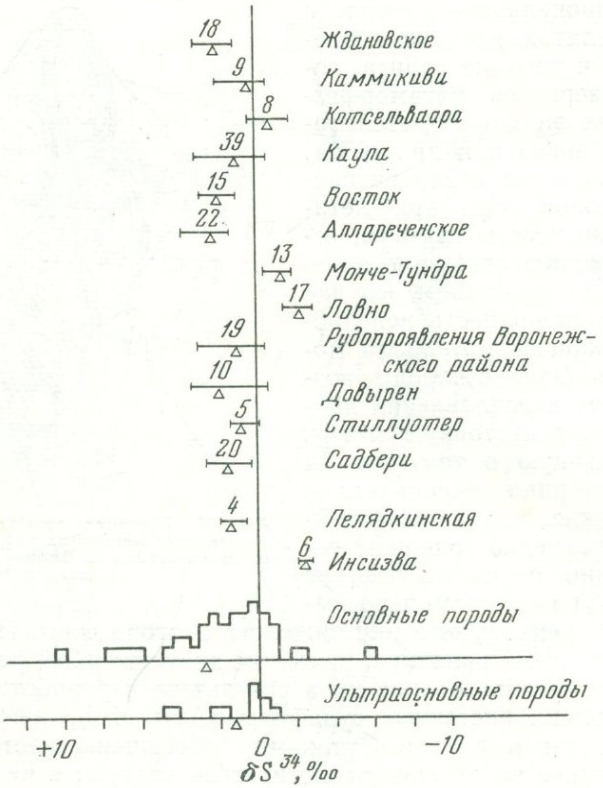


Рис. 38. Сопоставление изотопных составов серы медно-никелевых месторождений докембрийского возраста, постпротерозойских месторождений Инсизва и серии основных и ультраосновных пород (Гриненко, 1966; Гриненко и др., 1967; Shima et al., 1963; Thode et al., 1962). Треугольник обозначает среднее значение δS^{34}, цифра над ним — число анализов

серы. Большинство колчеданных залежей Карелии, а также такие месторождения как Оутокумпу в Финляндии, Квемонт в Канаде, Фалун и Болиден в Швеции имеют довольно однородный, близкий к метеоритному изотопный состав серы сульфидов. Небольшая группа сульфидных залежей показала существенные отличия изотопных отношений серы от метеоритной при широком диапазоне их вариаций. Это колчеданно-полиметаллическое месторождение Вихонти в Финляндии, Мулдусельгское рудопроявление в Карелии, пиритовые залежи Адирондак в Америке и Шахбад в Индии.

Трудно предположить, что большая группа колчеданных месторождений с близким к метеоритному изотопным составом серы имеет метаморфогенное происхождение, это означало бы, что при метаморфизме сера с подобным устойчивым соотношением изотопов извлекалась избирательно и впоследствии фиксировалась в рудах. В этой связи интересно сравнить изотопный состав серы руд Оутокумпу и сульфидов из вмещающих их графитистых сланцев (рис. 40). Как видно на рисунке, сульфиды руды здесь близки по соотношению изотопов к метеоритной

сере, а сульфиды в сланцах обогащены изотопом S^{32} до 10‰, что типично для серы биогенного происхождения. Заслуживает внимания также тот факт, что граниты в районе Оутокумпу, как уже отмечалось, имеют очень высокое (до 28‰) содержание тяжелого изотопа S^{34}. Все это указывает на генетическое различие источников серы руды и вмещающих графитистых сланцев.

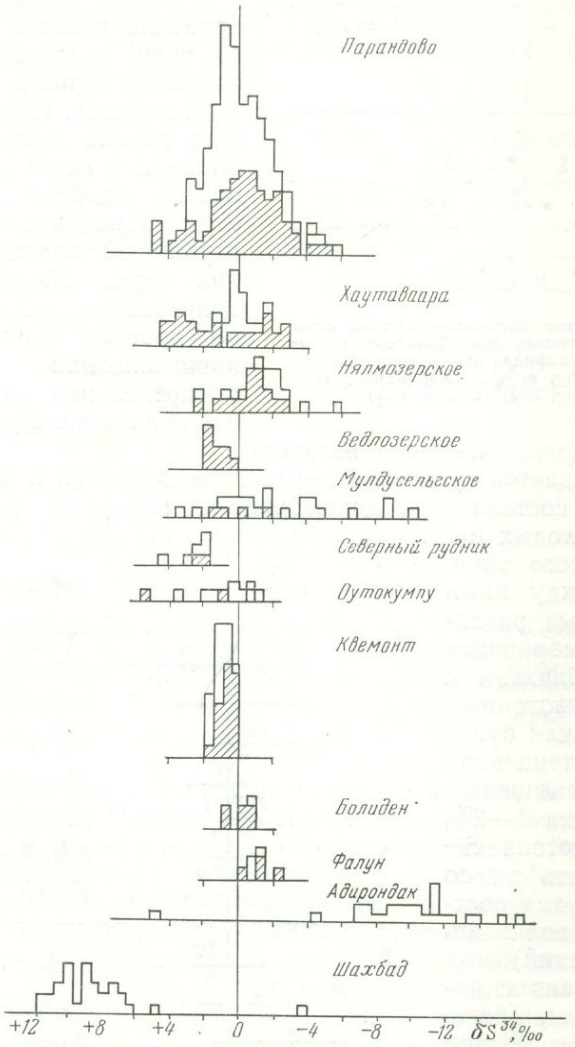


Рис. 39. Изотопный состав серы сульфидных залежей колчеданного типа докембрийского возраста (Гриненко и др., 1971; Buddington et al., 1969; Gavelin et al., 1960; Kouvo, 1968; Ryzhar et al., 1967; Jayanta, 1971). Заштрихованные участки на гистограммах — значения δS^{34} для сульфидов меди, цинка, свинца и пирротина; незаштрихованные — для пирита

Сульфидные залежи докембрийского возраста, изотопный состав серы которых существенно отличается от метеоритного, несомненно, имеют коровой источник серы. В некоторых из них, например, в месторождении Виханти, сульфиды руды значительно обогащены изотопом S^{34} (до 8—10‰), в то время как сульфиды из сланцев имеют высокое содержание легкого изотопа — до 7‰. Эти данные, с одной стороны, свидетельствуют о коровом происхождении серы руд, а с другой — о разных источниках ее в рудах и вмещающих породах. Несмотря на то, что

сера в пиритовых залежах Адирондак и Шахбад хотя и имеет, несомненно, биогенное происхождение, нельзя определенно сказать, что она была мобилизована из пород, непосредственно вмещающих руды, это особенно справедливо в отношении месторождения Адирондак.

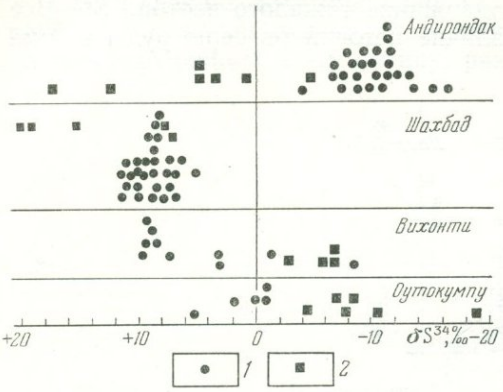


Рис. 40. Сопоставление изотопного состава серы сульфидов руд некоторых докембрийских месторождений (*1*) и сульфидов из вмещающих их пород (*2*) (Buddington et al., 1969; Kouvo, 1968; Rouchonkousky, 1968; Jayanta, 1971)

Таким образом, докембрийские залежи колчеданного типа различаются по источникам серы, а следовательно, и генезису. Среди них большая группа месторождений с близким к метеоритному и довольно однородным составом серы, вероятнее всего, имеет глубинный подкоровой источник серы. Меньшая группа колчеданных руд имеет в своем составе серу биогенного происхождения. Аналогичное распределение изотопов серы наблюдается и среди колчеданных залежей более молодого возраста.

На рис. 41 дается сравнение диапазонов вариаций и средних величин изотопного состава серы докембрийских колчеданных руд и некоторых более молодых месторождений этого типа. Как видно, между ними нет существенных различий. Для докембрийских колчеданов, с близким к метеоритному изотопным составом серы, как будто бы намечается тенденция к несколько повышенному, в среднем на 1—2‰ содержанию изотопа S^{32} (если сравнивать их со всеми данными для постпротерозойских колчеданных месторождений), что, возможно, связано с потерей части серы, обогащенной изотопом S^{34} при метаморфизме.

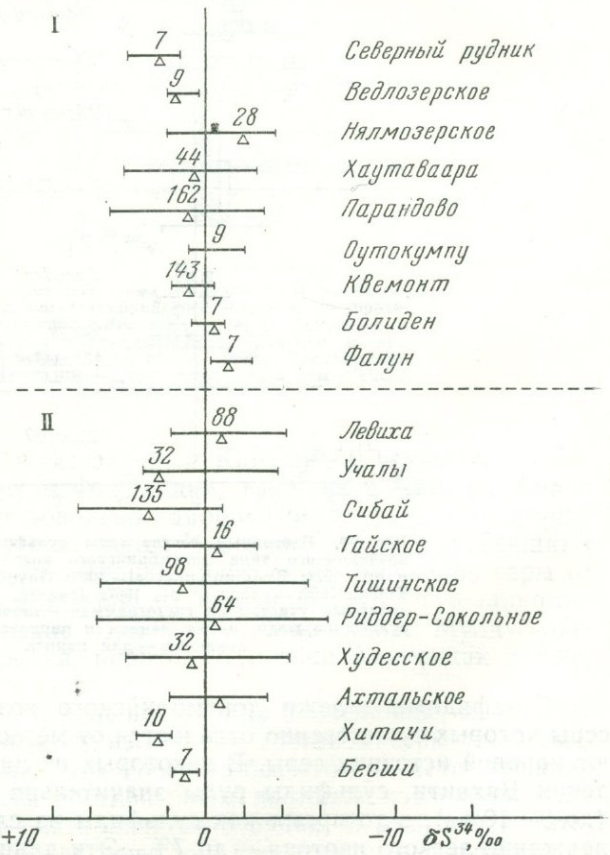


Рис. 41. Сопоставление диапазонов вариаций и средних значений δS^{34} для некоторых докембрийских колчеданных месторождений (I) и постпротерозойских (II)

Что касается докембрийских месторождений медистых песчаников и пластовых свинцово-цинковых руд, то они не отличаются по изотопному составу серы от аналогичных месторождений более молодого возраста.

На рис. 42 приведены данные изотопного состава серы некоторых докембрийских месторожде-

ний меди. Широкий диапазон вариаций изотопного состава серы при обогащении ее легким изотопом в Удоканском месторождении медистых песчаников указывает на биогенный источник серы (Богданов, Голубчина, 1969). По этим характеристикам это месторождение сходно с месторождением Джезказган палеозойского возраста.

На рис. 43 сопоставлены данные изотопного состава серы некоторых месторождений пластовых свинцово-цинковых руд докембрийского возраста (месторождения Маунт-Айза и Брокен-Хилл в Австралии) и более молодых палеозойских месторождений сходного типа (Картагена

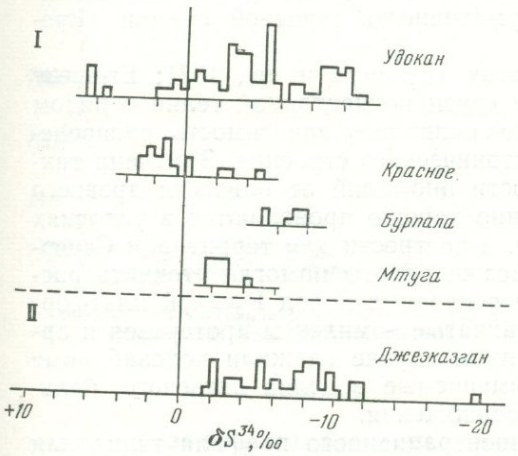


Рис. 42. Сопоставление изотопного состава серы некоторых докембрийских месторождений медистых песчаников (I) и постпротерозойских месторождений сходного типа (II) (Богданов, Голубчина, 1969; Чухров 1969; Dechow, Jensen, 1965)

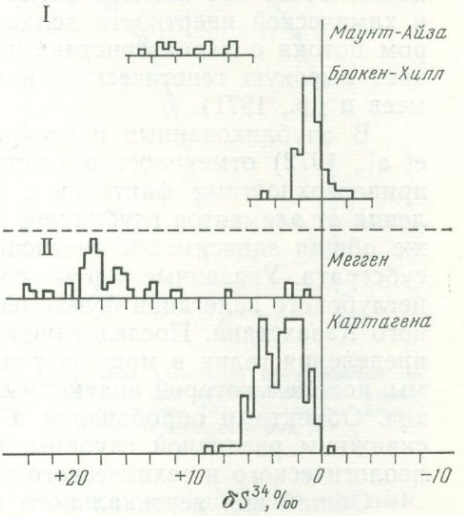


Рис. 43. Сопоставление изотопного состава серы некоторых свинцово-цинковых месторождений докембрийского возраста (I) и постпротерозойских месторождений сходного типа (II) (Buschendorf et al., 1963; Friedrich et al., 1964; Stanton, Rafter, 1966, 1967; Solomon, Jensen, 1965)

в Испании). Высокое содержание тяжелого изотопа S^{34} в сере сульфидов месторождения Маунт-Айза свидетельствует о биогенном, возможно, сульфатном источнике серы рудных минералов. В этом отношении месторождение близко к месторождению Мегген. Узкий диапазон вариаций и близкий к метеоритному изотопный состав серы в другом докембрийском месторождении пластовых свинцово-цинковых руд — Брокен-Хилл, вероятнее всего, указывает на глубинный источник серы, что, по-видимому, свойственно и месторождению Картагена.

Таким образом, рассмотренные данные свидетельствуют о том, что изотопный состав серы докембрийских сульфидных руд не обнаруживает какой-то специфики по сравнению с составом серы месторождений постпротерозойского возраста, поэтому по изотопным соотношениям серы, известным в настоящее время для древних сульфидных руд, нельзя сделать определенного вывода о преобладающей роли метаморфогенных процессов в образовании сульфидных концентраций.

ГЕЛИЕНОСНОСТЬ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Благодаря малому атомному весу гелий постоянно диссипирует из атмосферы Земли в космос. Этот отток обеспечивает в приповерхностных слоях литосферы значительное разрежение гелия с парциальным давлением (P) порядка $4 \cdot 10^{-3}$ мм рт. ст. По сравнению с другими более тяжелыми газами (аргоном — P=7 мм рт. ст. и азотом — P=570 мм

рт. ст.), все время накапливающимися в атмосфере, отмеченное давление гелия можно образно сравнить с вакуумом. В отличие от столь низких концентраций в приземном слое, создающих общий фон, известны высокие концентрации свободного подвижного гелия на глубине первых сотен метров или непосредственно на поверхности в области выхода спонтанных газов. Перепад концентраций его при этом в ограниченном пространстве может составлять 5—6 порядков. Подобные градиенты известны только для ртути. Еще одной важной особенностью гелия в доступной для исследований области является его химическая инертность. Сочетание низкого фонового давления в приповерхностном слое и химической инертности делают гелий своеобразным газом-индикатором потока с характеристиками, близкими идеальным, что обусловливает высокую генетическую информативность гелиевой съемки (Еремеев и др., 1971).

В опубликованных ранее работах (Еремеев и др., 1971; Eremeev et al., 1972) отмечалось отсутствие связи концентраций гелия с рядом приповерхностных факторов и подчеркивалась зависимость распределения от элементов глубинного тектонического строения. Замечена также общая зависимость интенсивности аномалий от близости древнего субстрата. Указанные черты особенно хорошо проявляются в условиях неглубокого залегания фундамента, в частности для территории Северного Казахстана. Последовавшие позже работы помогли уточнить распределения гелия в мощной толще осадочных пород Русской платформы, цоколем которой являются складчатые комплексы протерозоя и архея. Объектами опробования в данном случае служили водозаборные скважины различной глубины, применяемые в целях питьевого, бальнеологического и технического водоснабжения.

Общий вид вертикального концентрационного профиля гелия для района г. Москвы показан на рис. 44. Верхняя область графика построена по данным опробования основных горизонтов питьевого водоснабжения (гжельского, подольско-мячковского, каширского и серпуховско-протвинского); средняя — по скважинам, эксплуатирующим сульфатную воду («Московская минеральная вода»); нижняя — по скважинам, добывающим хлоридно-натровые рассолы (дублер Боенской скважины, ЦНИИКИФ, ЦБЛ и др.). Распределение гелия здесь имеет функциональное выражение и определяется в нижней и средней области поступлением гелия из фундамента и образованием его в самой осадочной толще за счет альфа-распада сингенетичного породе радиоактивного вещества, верхняя часть кривой отражает вынос гелия из верхних слоев в атмосферу. Полное выравнивание концентраций в приповерхностных слоях (на глубине верхних 50—100 м) показывает интенсивную гидравлическую связь артезианских вод с вадозными при резко выраженном размыве поля гелия по пластам.

Роль активного водообмена в верхней части осадочной толщи наглядно проявлена при сопоставлении интенсивностей аномальных сигналов гелия в случае выхода фундамента на поверхность (рис. 45, кривая *а*) и его глубоком погребении (кривая *б*). В то же время общая форма концентрационных профилей свидетельствует о едином механизме распределения гелия в верхней части литосферы вне зависимости от фактора экранирования. Подобная особенность проявляется при построении региональных профилей гелиевой съемки по участкам с различной глубиной залегания фундамента. В качестве иллюстрации можно привести профиль, пройденный через центральную часть Московской синеклизы, Воронежский массив, Днепровско-Донецкую впадину и Украинский кристаллический щит. Как видно на рис. 46 аномальный сигнал встречается в любых геологических условиях, но на территории Воронежского массива и Украинского кристаллического щита, характеризующихся минимальным слоем рассеяния, он более интенсивен.

Отмеченное увеличение аномального сигнала гелия с приближением точки зондирования к древнему субстрату проявляется в осадочных породах повсеместно. Особенно высокие концентрации гелия наблюда-

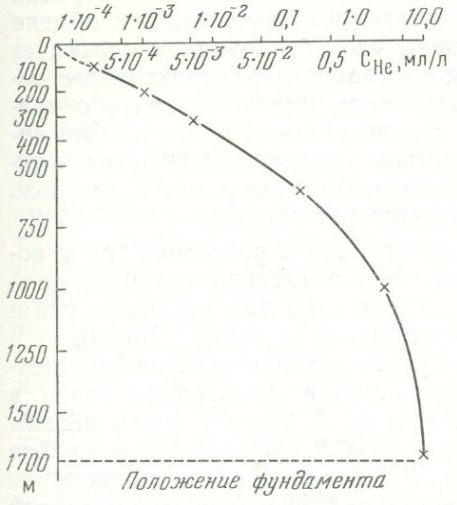


Рис. 44. Концентрационный профиль гелия в артезианских водах района Москвы

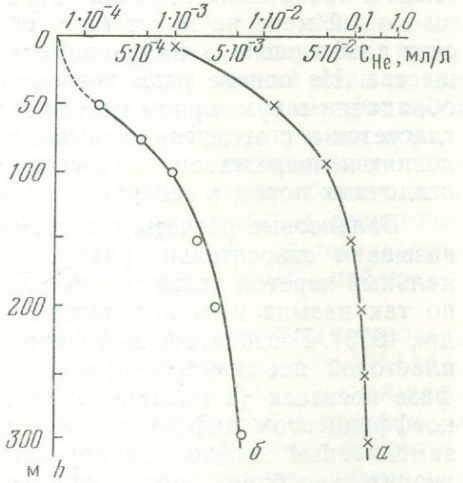


Рис. 45. Кривые изменения концентраций гелия с глубиной для условий выхода фундамента на поверхность (*а*) и развития мощной толщи осадочных пород (*б*)

ются в базальных горизонтах, представленных кембро-ордовикскими, кембрийскими и протерозойскими породами. В районе г. Москвы это

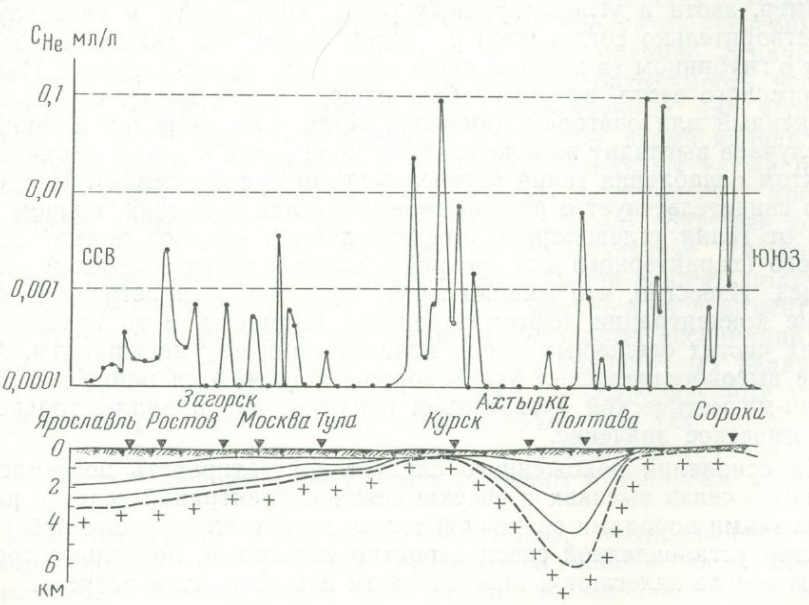


Рис. 46. Распределение свободного подвижного гелия в подземных водах на глубине 60—100 м по профилю Ярославль — Москва — Курск — Сороки

слои нижнего кембрия, вскрытые дублерами Боенской скважины. Концентрация гелия здесь на глубине 1200—1500 м превышает 10 мл/л воды. В районе г. Ленинграда — это песчанистая серия верхнего протерозоя, вскрытая под синими глинами на глубине 200—300 м многочисленными скважинами технического водоснабжения. В районе г. Сороки

(Молдавская ССР) наиболее высокая концентрация гелия (до 20 мл гелия на 1 л воды) известна в области Северо-Днестровского разлома в кембро-силурийских и протерозойских образованиях. Упругость в этом случае составляет порядка 2 атм. Предельно высокие концентрации гелия в обводненных древних породах в условиях заметного водообмена ни в коей мере не могут быть объяснены его образованием только за счет альфа-распада находящегося там рассеянного радиоактивного вещества. На основе ряда косвенных признаков можно говорить о преобладании в суммарном потоке гелия суперглубинной природы. Это согласуется и с отмеченным выше характером распределения гелия в условиях непосредственного выхода фундамента на поверхность, где роль осадочных пород в генерации гелия отсутствует вообще.

Балансовые расчеты в системе концентрации и рассеянии гелия показывают относительно раскрытый характер осадочной толщи. Вертикальный переток развит здесь как по системе сквозных разломов, так и по так называемым литологическим «окнам» в экранах (Виндюков и др., 1973). Господствующей формой миграции в зонах пластовой и межпластовой повышенной проницаемости является фильтрация гелия в фазе носителя (в подземных газах и водах). В связи с очень низким коэффициентом диффузии гелия в воде ($5 \cdot 10^{-5}$ см^2/сек), даже крайне замедленные элизионные перетоки воды и углеводородов приводят к значительно более продуктивному переносу гелия, чем в случае чистой диффузии. В целом для относительно раскрытой (или условно закрытой) системы преобладает субгоризонтальная миграция по пластам с подчиненной вертикальной фильтрацией по зонам межпластового перетока.

На фоне резко контрастирующего поля глубинного гелия отчетливо выглядит распределение в осадочной толще других газовых компонент, например, азота и углеводородных газов. Поле азота в ряде случаев удовлетворительно согласуется с полем гелия, что также свидетельствует о глубинном (в подавляющей части) его происхождении. Накладка биогенного азота, всегда разбавляющего гелий, носит, как правило, подчиненный или очаговый характер. Поле углеводородов в большинстве случаев выглядит наложенным на поле гелия с резко выраженным эффектом ослабления гелия углеводородами (разбавления). Последнее прямо свидетельствует о разном генезисе гелия и метана, причем в отличие от гелия углеводороды представляются образованиями, скорее, местного (характерного для средней и нижней части осадочной толщи) генезиса. Известно, что именно здесь особенно распространены повышенные концентрации нефтематеринской биомассы, в то время как в нижних частях осадочных пород концентрации ее уменьшаются. Абиогенные высокогелиеносные углеводороды встречаются редко в районах тектоно-магматической активизации и имеют, как правило, только минералогическое значение.

На основании изложенного следует констатировать повсеместную тенденцию связи высоких и сверхвысоких концентраций гелия с наиболее древними породами осадочной толщи и кристаллического субстрата. Характер установленной связи вероятно косвенный, поскольку древние породы всегда залегают в нижней части и в основании разреза.

Таким образом, изучение распределения гелия в пределах платформ позволяет исследовать геологические особенности недоступного непосредственным наблюдениям глубоко погруженного древнего докембрийского основания. Сонахождение гелия и углеводородов дает основание ожидать, что развитие этих исследований может способствовать выявлению основных генетических черт органического вещества в осадочных породах чехла и метаморфических комплексах фундамента платформы.

РОЛЬ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ В ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

В связи со значительной ролью первично осадочных пород в метаморфических комплексах докембрия (Сидоренко, Лунева, 1961) особое значение приобретает построение соответствующих модельных представлений о начальных этапах эволюции вещества земной коры и его метаморфизма, а также задача «снятия» процессов метаморфизма и восстановления первичной литологии глубокометаморфизованных пород. В то же время прямое перенесение результатов петрохимических и экспериментальных исследований на сложные геологические объекты иногда приводит к парадоксальным выводам, несовместимым с геологической картиной процесса (Сидоренко, Лунева, 1972). Это обстоятельство в особой мере относится к температурным границам фаций, наблюдаемым в виде смены характерных парагенезисов.

Экспериментальное моделирование процесса на осадочных породах, как показали исследования Г. Винклера и фон Платена (1957—1961 гг.), может внести значительные коррективы в схему фациальных взаимоотношений для конкретных типов пород. Исследования рассматриваемого направления в последнее время получают все более широкое развитие, несмотря на то, что проведение их сталкивается с многочисленными методическими трудностями.

В частности, затруднена кинетика метаморфических реакций в осадочных породах в области температур ниже 600° С. Это приводит к необходимости увеличения времени эксперимента до 1—2 месяцев и применению средств, катализующих ход реакций: исследования в условиях избытка воды, дублирование опытов на синтетических смесях соответствующего состава, введение катализующих добавок. Со значительными трудностями сопряжена диагностика твердых продуктов экспериментов. Невысокая степень раскристаллизации их, как правило, ограничивает применение оптических методов и вызывает необходимость использования рентгеновских методов, наиболее эффективных при числе фаз менее 4—5. Этот этап исследований в настоящее время является наиболее трудоемким. Значительные трудности возникают также при попытках изучения флюидной фазы (раствора), равновесной с продуктами метаморфических реакций, хотя принципиально подобные исследования возможны, как показали работы Е. Альтхауза (Althaus and Iohannes, 1969). Необходимым этапом при анализе данных, полученных в моделирующем эксперименте с породами, является экспериментальное изучение реакций, описывающих смену минеральных ассоциаций в изученном интервале параметров. Изучение моновариантных реакций позволит выявить влияние вариаций состава на температурные границы фаций. Очевидно, наиболее интересными объектами для экспериментов являются осадочные породы, которые по комплексу геологических и геохимических признаков могут быть отнесены к аналогам метаморфических пород.

Нами были проведены экспериментальные исследования, моделирующие процесс метаморфизма карбонатсодержащей глины, предполагаемого аналога амфиболита. Образец для исследований описываемого цикла был любезно предоставлен в наше распоряжение О. М. Розеном и Н. А. Созиновым. Исследования проводились в интервале температур 400—500° С при $P_{H_2O}=2000$ бар ампульным методом в присутствии дистиллированной воды и 0,25N при неконтролируемом значении окислительно-восстановительного потенциала. Смена составов твердых фаз в интервале заданной температуры приведена на рис. 47. Ассоциация фаз при $t=400$° С соответствует низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев: карбонат, кварц, хлорит, альбит (рис. 48). Ассоциация

фаз при $t=450°$ С (рис. 49) является переходной к среднетемпературной субфации фации зеленых сланцев: присутствует амфибол актинолитового типа, хлорит, эпидот, альбит, калиевый полевой шпат, но нет биотита. Ассоциация альмандин, хлорит, амфибол, характерная для высокой ступени фации зеленых сланцев, в наших опытах не наблюдалась. При $t=500°$ С равновесная ассоциация минеральных фаз соответствует низкотемпературной ступени амфиболитовой фации: биотит, кислый плагиоклаз, роговая обманка (рис. 50). Интересно сравнить полученные нами данные с данными Г. Винклера в аналогичном цикле экспериментов с карбонатными глинами. Исходный состав этих глин (иллит 60%, кварц 25%, каолинит 10%) близок к составу нашего образца, если исключить из последнего карбонат. Ассоциация фаз, наблюдавшаяся в опытах Г. Винклера, в интервале температуры от 400 до 560° С при $P_{H_2O}=2000$ бар (хлорит, мусковит, кварц) соответствовала нижней температурной ступени фации зеленых сланцев. Только при $t=$ $=550°$ С Г. Винклером наблюдалась смена этой ассоциации ассоциацией фаз амфиболитовой фации (мусковит, хлорит, биотит).

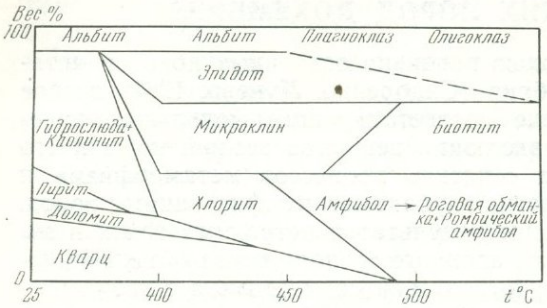


Рис. 47. Смена состава твердых фаз в интервале температуры 25—550° С при Р=2000 бар

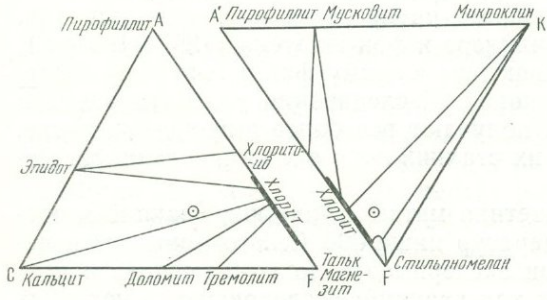


Рис. 48. Парагенезисы низкотемпературной ступени зеленосланцевой фации. Точкой показано положение исследованной пробы

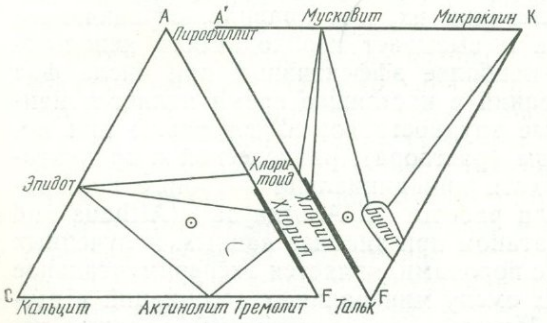


Рис. 49. Парагенезисы среднетемпературной ступени зеленосланцевой фации

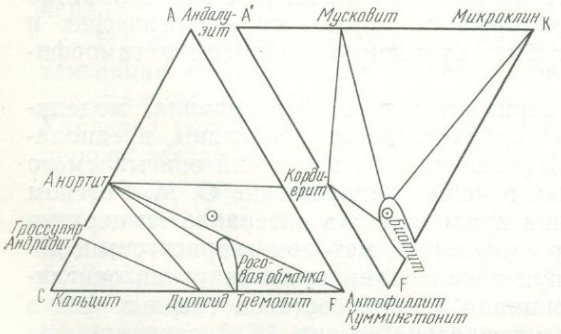


Рис. 50. Парагенезисы среднетемпературной ступени амфиболитовой фации

Присутствие карбонатного вещества в нашем образце способствовало смещению нижней границы амфиболитовой фации почти на 100° С. Если рассматривать результаты с точки зрения фациальных взаимоотношений в природном объекте, то совместное залегание этих двух типов глин при температуре метаморфизма, равной 500° С, могло быть причиной отклонения от нормальных фациальных взаимоотношений в разрезе метаморфических пород. Даже самый общий анализ реакций, описывающих смену парагенезиса в заданном температурном интервале, в обоих случаях

позволяет понять причину различия в температурных границах: понижение температурной границы амфиболитовой фации в случае карбонатсодержащей глины, по-видимому, обусловлено участием хлорита в реакциях с образованием амфибола (декарбонатизации и дегидратации) и биотита (реакция: калиевый полевой шпат + хлорит). В случае бескарбонатной глины (в экспериментах Г. Винклера) смена ассоциаций фаз определяется одной реакцией — между мусковитом и хлоритом. Усложнение состава системы (увеличение числа компонентов и числа фаз) приводит к увеличению числа возможных реакций, вследствие чего температурные границы фаций и субфаций могут значительно варьировать. Более детальное исследование влияния состава на температурные границы фаций требует экспериментального моделирования условий моновариантного равновесия в соответствующих реакциях.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНАТОВОГО СЕРПЕНТИНИТА ИЗ КОКЧЕТАВСКОЙ ГЛЫБЫ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Экспериментальные исследования осадочных пород докембрия начинают развиваться лишь в последнее время. Одной из новых перспективных задач в этой области является моделирование процессов метаморфизма с целью выявления первичной природы кристаллических пород докембрия. С этой точки зрения представляет интерес решение проблемы генезиса эклогитового комплекса Кокчетавского массива. Предполагают, что эклогиты — суть будинированные пласты метаморфизованных карбонатно-глинистых пород (Трусова, 1956; Розен, 1969), а встречающиеся среди них гранат-серпентиновые породы представляют собой метаморфизованные дайки ультраосновного состава (Розен, 1966). В то же время высказывается гипотеза (Ефимов, 1964), что эклогиты являются отторженцами верхней мантии, а гранатовые перидотиты внедрены еще с гораздо больших глубин.

Целью настоящего исследования явилось моделирование образования пироповых серпентинитов, отобранных из керна скважины у оз. Кумды-Куль с глубины 137 м. Пироповые серпентиниты здесь представлены плотными, скрытослоистыми микрокристаллическими разностями буровато-серого темного цвета с переменным содержанием основных минералов.

Анализированный нами образец состоит из граната (35%), клиногумита (8%), магнетита (15%), хлорита (6%) и небольшого количества оливина и зеленой шпинели. Гранат пиральспитового состава: пироп 60%, альмандин 24%, гроссуляр 8%, андрадит 8,5%, по Ефимову (1964), в отдельных прослоях слагает от 5 до 70% породы. Представлен мелкими (0,3—0,8 мм) ксеноморфными зернами бледнорозового цвета. Химический и нормативный составы породы приведены в табл. 50.

Эксперименты проводились в интервале давлений 12—50 кбар при температурах 1000—1800° С по методу закалки на аппаратуре, описанной ранее (Геншафт и др., 1967, 1968). Минеральные фазы определялись петрографическими методами и методом рентгеновского анализа. Результаты экспериментов сведены на *PT*-плоскости на рис. 51. По минеральным парагенезисам можно выделить три области кристаллизации. В интервале давлений 12—24 кбар первыми из расплава выделяются магнезиальный оливин и шпинель, по составу близкая $MgAl_2O_4$. В близликвидусных зонах шпинель значительно преобладает над оливином и образует почти мономинеральные зоны. Вблизи солидуса при давлениях 12 и 20 кбар и температурах 1200 и 1300° С соответственно определена кристаллизация ромбического пироксена, который при помощи рентгеновского анализа диагностирован как энстатит. В субсолидусной области при температурах выше 850—900° С в шлифах можно

обнаружить оливин, развивающийся по серпентину и хлориту. При этом ориентировка новообразованных кристаллов оливина в общем повторяет структуру вторичных минералов. В этой области температур среди реликтовых фаз отмечаются клиногумит, шпинель; гранат сохраняется только при давлениях, превышающих 20 кбар.

Как новообразованный минерал гранат кристаллизуется из расплава при давлениях выше 20 кбар. В интервале давлений 25—37 кбар он образуется вместе с оливином и рудным минералом и вблизи ликвидуса заметно преобладает над последними. При давлении свыше 37 кбар наблюдается прогрессивная гранатизация всей породы. Первым из расплава кристаллизуется гранат пиропового состава. В интервале температур 1530—1560° С порода состоит из граната, оливина и рудного минерала.

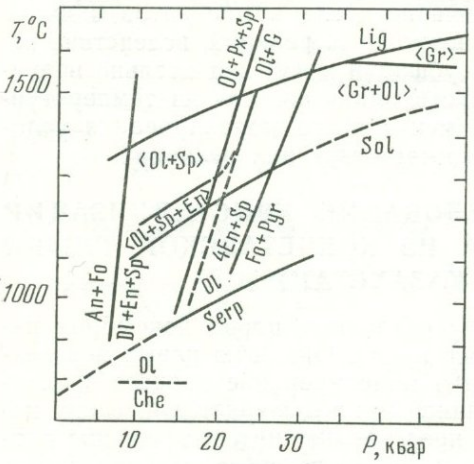


Рис. 51. *PT*-диаграмма кристаллизации гранатового серпентинита. В скобках показаны парагенезисы минералов, сосуществующие с расплавом:

Ol — оливин, Sp — шпинель, Gr — гранат, En — энстатит, An — анортит, Fo — форстерит, Di — диопсид, Pyr — пироп, Px — пироксены, Serp — серпентин, Chl — хлорит, Liq — расплав, Sol — солидус

Химический состав изученной породы позволяет рассматривать особенности образующихся минеральных парагенезисов в свете данных по трехкомпонентной системе $(Mg, Fe)O — Al_2O_3 — SiO_2$ (Rankin, Merwin, 1918; Foster, 1950; Шерер, Яги, 1954). На рис. 52 представлена диаграмма составов этой системы, на которую нанесены фигуративные точки оливина, ромбического пироксена, пиропа, сапфирина и шпинели, а также состав исходного образца. Состав образца попадает в треугольник оливин — ортопироксен — шпинель около точки пересечения линий оливин — пироп и ортопироксен — шпинель. Этому вполне соответству-

Таблица 50

Химический и нормативный состав гранатового серпентинита

Химический состав		Нормативный состав	
Окислы	Вес. %	Минералы	Вес. %
SiO_2	31,00	Анортит	6,3
TiO_2	1,42	Гиперстен	39,5
Al_2O_3	19,30	Оливин	19,3
Fe_2O_3	3,47	Шпинель	30,2
FeO	9,22	Магнетит	1,8
MnO	0,13	Ильменит	2,1
MgO	25,33		
CaO	1,50		
Na_2O	0,01		
K_2O	0,02		
H_2O^+	5,84		
H_2O^-	0,16		
P_2O_5	0,17		
SO_3	Н. о.		
П.п.п.	2,00		
F	0,19		
Сумма	99,76		

ют наши результаты: при низких *PT*-параметрах кристаллизуются оливин, ортопироксен, шпинель. При высоких давлениях кристаллизация расплава может пойти с образованием оливина, пиропа и шпинели или оливина, пиропа и сапфирина. Судя по наблюдениям за природными парагенезисами, скорее следует ожидать образования первой минеральной ассоциации. В любом случае содержание сапфирина или шпинели настолько незначительное (менее 10%), что они не диагностируются.

Нормативный состав (см. табл. 50) грубо соответствует приповерхностной фации плагиоклазового перидотита (O'Hara, 1967). Поле существования плагиоклазового перидотита ограничивается возможными реакциями:

анортит + 2 оливин = диопсид + гиперстен + шпинель, (1)

анортит + 2 оливин = гранат. (2)

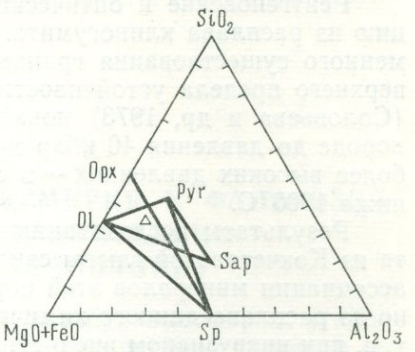


Рис. 52. Парагенетические соотношения в системе (MgO+FeO)—Al_2O_3—SiO_2 Δ — состав изученного образца.

Ol — оливин, OPx — ортопироксен, Pyr — пироп, Sap — сапфирин, Sp — шпинель

Реакция (2), по-видимому, осуществляется в породах, относительно богатых железом. В нашем случае поле плагиоклазовой породы отделяется от поля шпинелевого перидотита граничной линией реакции (1), показанной на рис. 52.

Переход к гранатовому перидотиту происходит согласно следующим реакциям:

шпинель + анортит + 4 гиперстен = 2 гранат, (3)

оливин + гиперстен + диопсид + шпинель = оливин + гранат, (4)

4 энстатит + шпинель = пироп + форстерит. (5)

Очевидно, что в общем случае реакция гранатизации глиноземсодержащей породы ультраосновного состава будет осуществляться в *PT*-условиях, ограниченных снизу реакциями (3) и (4), а сверху реакцией (5) (см. рис. 51). Для конкретных объектов эти граничные условия зависят от таких петрохимических факторов, как железистость, обогащенность алюминием по отношению к другим трехвалентным катионам, отношения CaO/MgO+FeO (Mac-Gregor, 1970). Как видно на рис. 51, PT-условия гранатизации изученного образца находятся вблизи пограничной линии реакции (4). Сдвиг вправо можно объяснить особенностями состава — низким содержанием кальция и влиянием летучих в наших условиях эксперимента (Геншафт, Шейнманн, 1972).

В субсолидусной области кристаллизацию граната можно представить через ряд последовательно протекающих реакций:

2 серпентин = 3 форстерит + кварц + 4 вода, (6)

хлорит + кварц = гранат + вода (7)

или

5 серпентин = тальк + 4 форстерит + 9 вода, (8)

тальк + форстерит = 5 энстатит + вода, (9)

4 энстатит + шпинель = пироп + форстерит. (10)

По литературным данным известно, что серпентин устойчив только до температуры около 500° С при давлениях воды до 35 кбар (Хитаров и др., 1967; Пугин и др., 1969). При более высоких температурах проис-

ходит распад серпентина по одной из приведенных реакций. Следует отметить, что в наших экспериментах наблюдалась устойчивость серпентина при значительно более высоких температурах. Полное замещение серпентина (антигорита) оливином происходило вдоль пограничной кривой, показанной на рис. 51. Определенные нами параметры устойчивости хлорита хорошо согласуются с известными экспериментальными данными (Fawcett, Ioder, 1966).

Рентгеновские и оптические измерения не показали кристаллизацию из расплава клиногумита. Также не установлены условия одновременного существования граната и шпинели. Независимые определения верхнего предела устойчивости монокристальной фракции клиногумита (Соловьева и др, 1973) показали, что образование этого минерала в породе до давления 40 кбар могло происходить вблизи солидуса, а при более высоких давлениях — в субсолидусной области при температурах ниже 1300° С.

Результаты исследования кристаллизации гранатового серпентинита из Кокчетавской глыбы свидетельствуют о том, что парагенетические ассоциации минералов этой породы не могли образоваться одновременно из расплава данного химического состава при давлениях до 50 кбар, т. е. при интрузивном внедрении на больших глубинах. На относительно низкие термодинамические условия образования пироповых серпентинитов указывает также и состав граната, обогащенного альмандиновой компонентой и бедного кальцием.

Экспериментальные исследования и петрографические наблюдения ряда аналогичных природных объектов показывают принципиальную возможность образования пород основного и ультраосновного составов при автометасоматических процессах глубинного метаморфизма в условиях высокого содержания летучих и высокого общего давления.

Совокупность таких процессов близка глубинному магнезиальному скарнированию, для которого характерно развитие гранатизации при относительно низких температурах и давлениях, а также появление форстерита, шпинели, серпентина, хлорита, гумита и других минералов почти одновременно.

Таким образом, следует полагать, что изученные пироповые серпентиниты могли быть образованы вне связи с магматизмом на границе гранулитовой и эклогитовой фаций при региональном метаморфизме.

Часть IV

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО И ОСТАТКИ ОРГАНИЗМОВ В ДОКЕМБРИИ

УГЛЕРОДИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ И ФАНЕРОЗОЯ (ОСНОВНЫЕ АСПЕКТЫ СРАВНИТЕЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

В последние годы установлено, что разнообразные формы углерода, связанные с органическим веществом, широко распространены в докембрийских комплексах, где они обогащают толщи, пласты, пачки первично глинистых, карбонатных и других пород, а в определенных случаях образуют самостоятельные типы горных пород, такие как шунгиты и т. п. (А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1968, 1970; A. W. Sidorenko, S. A. Sidorenko, 1973 и др.). Необходимость дальнейших исследований в этой области со всей очевидностью вытекает из прямой связи этих отложений с наиболее ранними проявлениями жизни, с древнейшими условиями осадконакопления, формированием первых горючих ископаемых и возникновением многих промышленных скоплений руд металлов. Однако они сдерживаются из-за отсутствия четких представлений о возможных исходных, дометаморфических прапородах, особенностях их состава, условий образования, характера первичной рудоносности и т. п.

Очевидно, что как и в других областях геологических знаний, наиболее продуктивной основой геолого-генетического исследования древних углеродистых отложений может стать представление о формациях, как парагенезах горных пород, возникающих в определенных историко-геологических условиях. Однако специфика докембрийских комплексов создает определенные трудности в применении формационного метода, обусловленные, с одной стороны, метаморфизмом, под влиянием которого изначальные черты сходства и различия пород могут быть сильно искажены, а с другой — вероятной эволюцией как форм и условий седиментации, так и самих парагенезов осадочных пород или формаций.

Ниже мы рассмотрим современные представления о путях выделения формаций в древних глубокометаморфизованных толщах докембрия, роль и генетическое значение органической субстанции в докембрии, а также в целях сопоставления — данные по фанерозойским углеродистым отложениям (на примере достаточно узкой, но характерной и хорошо изученной группы рудоносных отложений, обогащенных органическим веществом — так называемых «черных сланцев») и в заключение в качестве опыта формационного исследования остановимся на одном из характерных парагенезов — ассоциации углеродистых сульфидсодержащих первично глинистых и карбонатных метаморфических пород докембрия.

Общие вопросы анализа формаций в докембрии. В настоящее время с особой ясностью определились три главных направления в формационном исследовании метаморфических комплексов. В первом направлении основополагающим считается тип метаморфического процесса, про-

являющегося в тех или иных геоструктурных условиях (Маракушев, 1965; Хорева, 1967). Во втором направлении в основу формационного анализа положены наиболее часто наблюдаемые парагенезисы определенных метаморфических пород, возникающие в различных геотектонических условиях и при разнообразных параметрах метаморфизма (Великославинский и др., 1970; Добрецов и др., 1972; Лазько и др., 1972). В третьем направлении в качестве основы выделения метаморфических формаций предполагаются две группы признаков: а) первичный состав и палеотектонический режим формирования исходных толщ; б) степень и характер метаморфических преобразований (Васильева, Черноморский, 1972); при этом отмечается резкая неравнозначность этих признаков в связи с разнородностью исходной природы метаморфических пород и трудностью ее выявления.

Для того, чтобы результаты формационных исследований могли быть использованы для более направленного изучения стратиграфии, тектоники и металлогении наиболее желательным было бы сопоставление метаморфических формаций с соответствующими ассоциациями неметаморфизованных пород. Основы такого подхода в общих чертах уже сформулированы Ю. Ир. Половинкиной, Я. Н. Белевцевым и рядом других исследователей. Действительно, «поскольку метаморфизм не создает новых формаций горных пород, нельзя и говорить о метаморфических формациях. Употребление этого термина не просто излишне и неоправдано расширяет понятие геологической формации, но и совершенно искажает его. Идя по такому пути, можно каждое изменение горной породы, включая и выветривание, считать образованием новой формации» (Половинкина, 1970). Наряду с этим, по-видимому, невозможно не согласиться с тем, что например, создаваемые при метаморфизме слоистых толщ палингенные гранитоиды образуют совершенно самостоятельные формации (Кузнецов, 1964 и др.).

Рассматривая метаморфические породы, относящиеся к докембрию, следует считаться с весьма вероятной эволюцией геологических процессов в истории Земли. Так же, как в тектоническом стиле развития земной коры в докембрии существует определенное отчетливое своеобразие (Павловский, Марков, 1963), так и парагенетические сообщества докембрийских отложений, вероятно, отличаются в какой-то мере от тех, которые нам известны в палеозое, мезозое и кайнозое. Правомерно предположение, что как сами формации, так и формационные ряды протогеосинклиналей, протоплатформ и зеленокаменных ядер континентов будут существенным образом отличаться от таковых для платформ и геосинклиналей фанерозоя. Поэтому, сопоставляя формации фанерозоя и метаморфизованные комплексы докембрия, по-видимому, более точно говорить не о прямом соответствии, а о гомологии парагенезисов докембрийских метаморфических пород определенным формациям фанерозоя.

Нам представляется, что дальнейшее изучение формаций метаморфических пород в соответствии с принципами Н. С. Шатского (1960) и Н. П. Хераскова (1963) должно складываться из выявления совокупности признаков, определяемых: а) первичной природой конкретных ассоциаций метаморфических пород, сопоставляемых с неметаморфизованными формациями, б) типом метаморфического процесса, в) характером конкретных тектонических форм.

Существование принципиального сходства геологических процессов в докембрии и фанерозое (Сидоренко, 1969), а также обнаруживаемое подобие условий гипергенеза (Сидоренко, Теняков и др., 1971) позволяют непосредственно сопоставлять древние метаморфизованные породы и формации с их более молодыми неметаморфизованными эквивалентами и предопределяют результативность подобных сравнительных исследований.

Роль органического вещества. Наиболее часто в качестве модели седиментации углеродистых отложений докембрия предлагается процесс образования сапропелей. Частичный обзор гипотез по этому вопросу опубликован В. Мармо (1970) и М. Глеснером (Glaessner, 1972). Такой путь образования интересующих нас отложений априори предполагает высокую биологическую насыщенность древнейших бассейнов и возможность захоронения отмерших организмов в осадке. Однако почти до последнего времени мы не располагали определенными предпосылками для суждения о возможности и масштабах захоронения в докембрии углеродистых накоплений с установленной органической природой или о роли бактерий в докембрийских сульфидах, за исключением отдельных указаний (например, Tyler et al., 1957; — Cloud et al., 1966). Целесообразно остановиться на этих вопросах.

Прежде всего, необходимо рассмотреть два главных момента, учитывающих возможность и вероятность широкого развития органического вещества в докембрии.

Первый момент связан с той ролью органической субстанции во всех процессах, начиная с мобилизации вещества при выветривании и кончая диагенезом осадков, которая сейчас широко известна, во всяком случае, для последокембрийского времени (Виноградов, 1964 а, Тугаринов, 1963 а и др.). Принимая во внимание хорошо установленный сейчас факт широкого развития первично осадочных пород в докембрии (Сидоренко, 1963), достаточно многочисленные случаи находок метаморфизованных фрагментов кор выветривания (Корякин, 1967) и, главное, принципиально тот же, что и в фанерозое, спектр и соотношение осадочных пород и, вероятно, процессов (Сидоренко, 1969), можно с достаточным основанием предположить, что все это вряд ли могло бы иметь место при полном отсутствии или малом, незначительном, объеме живого вещества в докембрийское время (Сидоренко, Теняков и др., 1973).

Второй момент связан с расчетами (Олейников, 1958; Schidlowski, 1972) баланса в цикле: живое вещество — продуцированный им кислород — отмершее органическое вещество — его окисление выделявшимся ранее кислородом до CO или CO_2. Как известно, свободный кислород атмосферы Земли является в главной своей массе биогенным (Виноградов, 1964 б), или, иначе говоря, продуктом жизнедеятельности живого вещества на хлорофильной основе. Предполагалось, что его поступление в азотно-углекислую атмосферу архея началось и прогрессивно увеличивалось в связи с относительно бурным развитием и увеличением в массе живой материи. Расчеты А. Н. Олейникова (1958) показали, что само по себе возрастание биомассы для этого недостаточно. Дело в том, что весь выделившийся биогенный кислород должен был бы быть израсходован на окисление биомассы, явившейся его источником. Отсюда неизбежно следует, что для прогрессивного увеличения содержания свободного кислорода в атмосфере определенное количество отмирающей живой материи должно «выключаться» из указанного цикла и оставаться неокисленным, захороняясь в осадках. Приблизительные расчеты показывают, в частности, что количество органического углерода, захороненного в осадочных породах за всю историю Земли ($\sim 6{,}4 \cdot 10^{15}$ т), уравновешивается количеством свободного кислорода ($\sim 16{,}9 \cdot 10^{15}$ т), что довольно точно соответствует соотношению обоих элементов в молекуле CO_2 ($C : O_2 = 12 : 32$). Этот факт можно рассматривать как доказательство биогенного происхождения атмосферного кислорода (Schidlowski, 1972). Таким образом, мы вправе ожидать определенных и весьма значительных скоплений биогенного углеродистого вещества в древнейших отложениях.

Проведенные в этом направлении исследования (А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1968, 1970) показали, что действительно углеродистое

органическое вещество чрезвычайно широко распространено в докембрии, значительно шире, чем это обычно предполагают. Оказалось, что средняя распространенность (средние содержания) элементарного углерода в первично осадочных породах докембрия вполне соизмерима с распространенностью органического углерода ($C_{орг}$) в осадочных породах палеозоя и мезозоя. Более того, выяснилось, что «углистое», «углеродистое», графитовое (графитоидное) докембрийское вещество и породы, его содержащие, сохраняют самые разнообразные твердые, жидкие и газообразные углеводороды. Состав газообразных углеводородов (метан, этан, пропан, бутан, этилен, пропилен) весьма близок к углеводородам нефтяного ряда.

Все это наряду с широко известными теперь находками спор и других органических остатков (водорослей и т. п.), включая данные по изотопии углерода рассматриваемых проявлений в первично осадочных породах докембрия, с несомненностью свидетельствуют о достаточно широком развитии жизни в докембрийское время, а также большой роли и значении живого и органического вещества в процессах докембрийского осадочного породо- и рудообразования. Возможно лишь, что формы живого вещества в этот древнейший отрезок времени были таковы, что при метаморфизме содержащих его осадков оно превращалось, главным образом, в тонкорассеянную или лишь частично сегрегированную углеродистую субстанцию.

Естественно, что накопление и захоронение органического вещества в древнейших осадках, как и в более поздние эпохи, приводило к образованию в них резко восстановительной среды и возникновению характерной ассоциации органического (углеродистого) вещества и сульфидных минералов.

Углеродистые формации фанерозоя. Если учитывать факт захоронения органического вещества в осадочных геологических формациях морского генезиса, то теоретически оно должно обнаруживаться во всех типах осадков. Действительно, наличие органического вещества в том или ином количестве в морских отложениях фиксируется повсеместно в различных типах пород. Однако более или менее значительные скопления его (до 1—2%) установлены не во всех отложениях. Еще меньшим распространением пользуются высокоуглеродистые осадки или так называемые «черные сланцы», слагающие специфические парагенные ассоциации, объединяемые в углеродистые формации. Это, по-видимому, объясняется тем, что углеродистые отложения формируются при весьма специфических геоструктурных, палеогеологических и геохимических условиях. Накопление высокоуглеродистых осадков, очевидно, обусловлено расцветом биомассы в эпоху формирования осадков, а также условиями захоронения и консервации в бассейне отмирающих остатков. Наиболее благоприятные условия для формирования углеродистых осадков в фанерозое существовали относительно редко. Чаще процесс накопления не достигал своего максимального развития, и в таких случаях формировались слабоуглеродистые осадки: карбонатные, терригенные и глинистые.

Не останавливаясь на всех известных в настоящее время углеродистых формациях фанерозоя, можно привести ряд примеров, характеризующих основные особенности их строения. Углеродистые формации фанерозоя имеют различный возраст, начиная от нижнего кембрия и кончая неогеновым. Наибольшим же распространением пользуются формации, приуроченные к нижней границе палеозоя. Они развиты в пределах всех континентов.

Среди неметаморфизованных углеродистых формаций фанерозоя широко распространены различные, обычно рудоносные углеродистые сланцы («черные сланцы») морского происхождения, состоящие из однотипной парагенетической ассоциации хемогенных и хемогенно-терри-

генных глинисто-кремнистых пород, резко обогащенных органическим веществом. В составе этих формаций главная роль принадлежит различным углеродистым аргиллитам, углеродистым кремнистым и кремнисто-глинистым сланцам. Органическая (сапропелевая) первичная природа этих образований достаточно надежно обосновывается целым рядом геологических, литологических, геохимических, изотопных, электронномикроскопических и других исследований.

По геоструктурному положению рассматриваемые углеродистые формации подразделяются на два типа: платформенные и геосинклинальные. Платформенные формации характеризуются небольшими мощностями — порядка первых или первых десятков метров. В строении их принимает участие, как правило, один горизонт. К углеродистым формациям платформенного типа можно отнести битуминозные аргиллиты волжского яруса Западно-Сибирской плиты, диктионемовые сланцы Прибалтики, квасцовые сланцы Швеции, формации Фосфориа, Чаттануга и Вудфорд (США) и углеродистые сланцы Сино-Корейского щита.

Мощность углеродистых формаций геосинклинального типа выражается многими десятками и в некоторых районах сотнями метров. Среди этих формаций можно выделить две разновидности: отложения эвгеосинклинальных зон с чертами синхронного вулканизма и отложения миогеосинклиналей. Особенностью геосинклинальных формаций является накопление осадков в зонах с относительно более быстрым прогибанием дна бассейна и формирование нескольких горизонтов, обогащенных органическим веществом.

Битуминозные аргиллиты баженовской свиты верхней юры, широко распространенные в пределах Западно-Сибирской плиты, описаны И. И. Плуманом (1971 а, б), А. Э. Конторович (1967) и др. По данным И. И. Плумана 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 являлся 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, 1971 б). 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, присутствует лейкоксен, анатаз, апатит, турмалин, циркон и минералы группы эпидота. Содержание карбонатов в породах невысокое (3—5%), но, как отмечает И. И. Плуман (1971 б), 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 в придонной его части.

Проведенные литологические исследования (Плуман, 1971 а, б; Конторович, 1967) показали, что в течение ранней и средней юры на большей части территории Западно-Сибирской низменности отлагались мощные толщи континентальных угленосных пород. В поздней юре произошла трансгрессия моря с устойчивым морским эпиконтинентальным режимом, в процессе которого и накопились осадки, резко обогащенные органическим веществом.

В пределах Северо-Американского континента широко распространена формация Чаттануга, сложенная «черными сланцами» позднедевонского и раннемиссисипского возраста. Углеродистая формация Чаттануга имеет мощность около 10 м. Представлена она черными кремнистыми и серыми 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 лингулоидные брахиоподы. По данным Т. Бейтса (Bates, 1953), 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 К. Конента (1958), углеродистые сланцы Чаттануга осаждались в сравнительно застойном мелком море, окруженном со всех сторон сушей.

Углеродистая формация платформенного типа известна также среди нижнекембрийских осадков Сино-Корейского щита. Рассматриваемая формация представляет собой горизонт, несогласно залегающий на отложениях позднего докембрия и согласно с постепенными переходами перекрытый фаунистически охарактеризованными отложениями раннего кембрия. Вмещающие углеродистую формацию породы относятся к свите яндок, сложенной алевролитами, глинистыми сланцами, известняками и доломитами. Подошвой углеродистого горизонта служат отложения позднего докембрия, представленные филлитовидными глинистыми сланцами, а кровлей — пачка фациально выдержанных известковистых алевролитов с обильной фауной трилобитов и брахиопод, согласно которой возраст свиты яндок относится к верхам раннего кембрия (Созинов, 1969).

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 → фосфориты → кремнистые и углеродисто-кремнистые сланцы. Эти фациальные переходы отражают, очевидно, изменения физико-химических условий седиментации при движении от области сноса вглубь бассейна (Созинов, 1969).

Детальные литолого-фациальные исследования отложений формации позволили реконструировать основные черты палеогеографии бассейна седиментации. Накопление осадков происходило в начальные циклы крупной трансгрессии в обширном мелководном заливообразном бассейне размером 200×350 км. Суша, окружавшая бассейн, представляла собой низменную равнину, с которой выносились преимущественно продукты химического выветривания. Накопление углеродистых илов происходило в зоне внутренних частей бассейна в условиях восходящих течений медленно развивающейся трансгрессии, в весьма специфической палеогеографической и геохимической обстановке. Общая пенепленизация области сноса и спокойный тектонический режим в течение длительного промежутка времени предопределили незначительный снос разбавляющего терригенного материала. Главную роль при этом играли процессы био- и хемоседиментации. Геохимическая обстановка в бассейне определялась, в первую очередь, обильным накоплением отмираю-

щего фитопланктона, разложение которого обеспечило резко восстановительную бескислородную среду придонных иловых вод и сероводородное их заражение.

Углеродистые формации геосинклинального типа заметно отличаются от платформенных. Это различие заключено не столько в составе самих пород, сколько в строении разрезов вмещающих отложений, а также в количестве и мощности горизонтов, обогащенных углеродистым веществом. Среди вмещающих отложений встречаются вулканические и поствулканические образования, что позволяет ряду исследователей высказать предположение о возможной генетической связи углеродистого вещества с вулканической деятельностью.

Примером геосинклинальных углеродистых формаций могут служить углеродистые отложения кембрия, широко развитые в пределах азиатского континента на территории Казахстана и Киргизии (Адышев и др., 1968; С. Г. и Е. А. Анкинович, 1968; Калмурзаев и др., 1972; Холодов, 1973; Шабалин, 1968 и др.).

По данным С. Г. Анкинович и Е. А. Анкинович (1968), углеродистые осадки, слагающие формацию, по возрасту относятся к среднему — позднему кембрию. Отложения представлены, в основном, углеродистыми кремнисто-глинистыми сланцами, ритмично переслаивающимися с лидитами. Резко подчиненное значение имеют глинистые сланцы, доломиты и доломитизированные известняки. Мощность формации в разных районах различная и колеблется от десятков до сотен метров. Углеродистые кремнисто-глинистые и углеродисто-глинистые сланцы состоят из глинистого и органического вещества, входящих в состав этих пород в различных количественных соотношениях. Содержание углеродистого вещества 20—25% от общего объема породы и подтверждено значительным колебаниям (от 10 до 75%). Для углеродистых сланцев характерна тонкая вкрапленность пирита.

Прослои лидитов сложены криптокристаллическим кварцем, на долю которого приходится 85—98% от общего объема породы; оставшаяся часть представлена тонкодисперсным органическим веществом, находящимся в тесной ассоциации с глинистым, в основном, гидрослюдистым материалом.

Условия формирования углеродистых формаций геосинклинального типа во многом аналогичны условиям формирования углеродистых формаций платформенного типа (Адышев и др., 1968; Холодов, 1973; С. Г. и Е. А. Анкинович, 1968; Шабалин, 1968 и др.).

Рассмотрение углеродистых формаций фанерозоя показывает, что все они имеют однотипное трехчленное строение разреза осадочного цикла трансгрессируемых серий. Нижняя часть разреза — подстилающие породы — может иметь различный состав и возраст; средняя часть, или собственно углеродистая формация, начинается обычно базальными песчаниками, алевролитами или кремнистыми сланцами, трансгрессивно залегающими на размытой поверхности подстилающих толщ и кверху постепенно переходящими в углеродистые сланцы; верхняя часть — терригенно-карбонатные и карбонатные породы. Аналогичная последовательность строения разреза характерна и для докембрийских углеродистых формаций. Сравнивая докембрийские формации с фанерозойскими, можно отметить также сходство их вещественного состава и геохимических особенностей, что характеризует, очевидно, однотипность условий их формирования.

Многочисленными исследованиями показана способность органического вещества биогенного происхождения аккумулировать биофильные элементы: ванадий, молибден, фосфор, никель, цинк, медь, серебро и др. Этим, вероятно, можно объяснить, что в метаморфизованных производных жизнедеятельности морских организмов фиксируются повышенные концентрации этих элементов.

Таблица 51

Геохимическая характеристика некоторых типов углеродистых отложений*

Порода, формация, толща, свита	Возраст	Характерные малые элементы	Содержание элементов, % (числ.) и кларки их концентраций (знамен.)								Литературный источник
			U	V	Mo	P	Ni	Cu	Zn	Ag	
Верхнемеловые сланцы Канзаса (Niobrara formation and Pierre)	K_2	U, V, Mo, Cu, Zn, Ag	0,0050 / 20	0,0150 / 1,7	0,0015 / 13	Нет данных	0,00038 / 0,6	0,007 / 1,5	0,02 / 2,4	0,0001 / 14	Vine, Tourtelot, 1970
Черные аргиллиты волжского яруса Западно-Сибирской платформы	J_3	U, V, Mo, P, Zn	0,007 / 28	0,10 / 11	0,04 / 363	0,4 / 4	Нет данных	Нет данных	0,1 / 12	Нет данных	Плуман, 1971а
Черные сланцы формации Фосфория (США)	P	U, V, Mo, P, Cu, Zn, Ag	0,01 / 40	0,05 / 5	0,005 / 45	>1,0 / 10	0,0015 / 0,3	0,007 / 1,5	0,15 / 18	0,001 / 143	Хейнрих, 1962; Vine, Tourtelot, 1970
Черные сланцы Чаттануга (США)	D—C	U, V, Mo, P, Ni, Cu, Zn, Ag	0,01 / 40	0,015 / 1,7	0,007 / 63	0,03 / 3,2	0,01 / 1,7	0,01 / 2	0,03 / 3	0,0001 / 14	Браун, 1958; Vine, Tourtelot, 1970
Черные сланцы Хоуэй (США)	D—C	V, Mo, Ni, Cu, Zn, Ag	—	0,02 / 2	0,007 / 63	—	0,05 / 8	0,02 / 4	0,09 / 10	0,0001 / 14	Vine, Tourtelot, 1970
Углеродистые сланцы азиатского континента	Є	U, V, Mo, P, Ni, Cu, Zn, Ag	0,015 / 60	0,25 / 27	0,01 / 90	1,5 / 1,6	0,16 / 27	0,02 / 4	0,02 / 2	0,0001 / 14	Созинов, 1969
Шунгиты Карелии, ятулийская серия	PR_3	V, Mo, Ni, Cu, Zn, Ag*	Нет данных	0,20 / 22	0,20 / 1818	Нет данных	0,21 / 36	0,20 / 42	Нет данных	Нет данных	Крыжановский, 1931
Углеродистые сланцы Восточного Саяна	PR_1	U, V, Mo, Ni, Cu, Zn	0,0020 / 8	0,03 / 3	0,005 / 45	То же	Нет данных	0,021 / 45	0,029 / 3	То же	Жданова, 1971
Черные сланцы Финляндии, район Оутокумпу	PR—AR	V, Mo, Ni Cu, Zn	Нет данных	0,14 / 15	0,036 / 327	»	0,1 / 17	0,18 / 38	0,15 / 18	0,000004 / 0,6	Peltola, 1968
Графитовые сланцы ольхонской серии	AR	V, Mo, Ni, Zn, Cu	То же	0,20 / 22	0,05 / 454	»	0,1 / 17	Нет данных	0,02 / 2,5	Нет данных	Остапенко и др., 1970

* Содержание всех элементов в золе.

В табл. 51 приведены геохимические характеристики углеродсодержащих пород широкого возрастного диапазона от верхнемеловых сланцев Канзаса (США) до глубокометаморфизованных графитовых сланцев ольхонской серии архея. Как видно из приводимых данных, для пород, обогащенных углеродистым веществом биогенного происхождения, характерны повышенные концентрации ванадия, фосфора, молибдена, серебра и других элементов. Обращает на себя внимание факт постоянства набора элементов в формациях различного возраста. Так, в углеродистых отложениях фанерозоя и докембрия отмечается один и тот же набор элементов.

Приводимые данные свидетельствуют о том, что для углеродистого вещества, образовавшегося биогенным путем, характерна своеобразная, устойчиво выдерживающаяся по стратиграфической вертикали ассоциация элементов, которая может быть положена в основу диагностики природы углеродистого вещества в глубокометаморфизованных толщах докембрия наряду с другими методами его изучения. Все эти данные подтверждают также указанное ранее положение В. И. Вернадского (1940) о постоянстве химического состава живых организмов в течение всей геологической истории Земли.

Пример парагенетической ассоциации метаморфизованных углеродистых сульфидсодержащих отложений в докембрии. В древних глубокометаморфизованных отложениях докембрия нередко встречаются специфические ассоциации первично глинисто-карбонатных пород, содержащих в различных количествах такие характерные минералы как графит и сульфиды железа. Эта ассоциация будет рассмотрена ниже в конкретных геологических ситуациях в качестве примера парагенезиса докембрийских пород.

В пределах Кокчетавского массива рассматриваемая ассоциация приурочена к средней части разреза зерендинской серии раннего докембрия и слагает самостоятельную даулетскую свиту, имеющую мощность 1500 м (Розен, 1967). В составе ее преобладают андалузит-гранат-биотитовые сланцы, в которых залегают многочисленные прослои мраморов и плагиоклаз-диопсидовых пород, мощностью в первые сантиметры и метры, иногда до 100—200 м. Часто отмечается ритмичное чередование слюдяных сланцев и карбонатных пород при мощности ритма от первых сантиметров до 0,5—1,5 м.

Геологические особенности свиты, так же как данные химического анализа пород, показывают, что в ее составе первоначально, по-видимому, принимали участие глины, известняки и смешанные глинисто-карбонатные и карбонатно-кремнистые осадки (табл. 52). Повсеместно в породах присутствуют графит и сульфиды железа. Они образуют либо тонкие прослойки и линзы, либо мелкую равномерно распределенную вкрапленность, что, по-видимому, было связано с разложением органического вещества в особых условиях захоронения, когда возникла восстановительная обстановка в донном осадке.

В стратиграфическом разрезе докембрия Кокчетавского массива даулетская свита несогласно залегает на гранат-силлиманитовых, дистеновых и кордиеритовых слюдяных сланцах, а также эклогитах и мраморах нижележащих берлыкской и жолдыбайской свит, и перекрывается с несогласием в основании дистен-гранатовыми слюдяными сланцами, кварцитами и амфиболитами уялинской свиты (Розен, 1967 б; Розен, Серых, 1969). Весь этот комплекс пород образует зерендинскую серию мощностью более 9000 м, которая перекрыта датированными отложениями нижнего палеозоя и составляет древнейший фундамент каледонид Казахстана (Шлыгин, 1960; Штрейс, 1960). В пределах зерендинской серии широко проявлены процессы гранитизации, степень метаморфизма большей частью соответствует амфиболитовой фации, хотя в отдельных типах пород встречаются парагенезисы гранулитовой

Таблица 52

Химический состав метаморфических пород даулетской свиты раннего докембрия Кокчетавского массива *

Окислы	Анализы образцов из обнажений по р. Чаглинке							Среднее по свите в целом		
	Графитовый мрамор	Мрамор с диопсидом и плагиоклазом		Плагиоклаз-диопсидовые породы		Плагиоклаз-диопсид-кварцевые породы		Слюдяной сланец	Плагиоклаз-диопсидовая порода	Мрамор
	Обр. 0643б	Обр. 0643я	Обр. 0643ц	Обр. 0643ю	Обр. 0643я/д	Обр. 0643д	Обр. 0643н	Среднее из 5 ан.	Среднее из 5 ан.	Среднее из 6 ан.
SiO_2	1,20	18,80	20,80	36,92	45,37	58,80	76,16	63,37	56,56	17,45
TiO_2	Не обн.	0,15	0,25	0,55	0,80	0,52	0,45	0,86	0,80	0,22
Al_2O_3	0,17	1,03	5,16	9,28	15,48	8,54	8,47	14,54	10,60	3,66
Fe_2O_3	0,15	1,16	1,20	1,39	1,16	0,94	0,72	1,86	0,65	0,92
FeO	0,54	0,66	2,22	3,75	3,90	3,36	1,50	5,43	4,92	1,56
MnO	0,02	0,02	0,10	0,08	0,05	0,04	0,01	0,13	0,09	0,06
MgO	0,38	4,99	5,28	6,98	7,79	4,18	1,60	2,67	6,74	3,78
CaO	53,66	43,05	38,46	26,23	19,09	17,83	5,89	3,46	15,26	41,86
Na_2O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,10	0,40	0,35	2,30	0,74	0,99	0,08
K_2O	„	0,30	0,60	1,10	1,50	0,75	1,10	3,74	0,95	0,61
P_2O_5	0,018	0,064	0,064	0,074	0,14	0,10	0,11	0,10	0,11	0,61
B_2O_3	0,079	Не обн.	Не обн.	0,004	0,035	0,026	Не обн.	—	—	—
V_2O_5	Не обн.	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	—	—	—
П.п.п.	42,96	28,90	25,03	10,88	3,67	3,57	1,71	2,26	2,01	29,18
H_2O^-	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,18	0,37	0,16	0,24	—	—	—
Сумма	99,18	99,13	99,19	99,55	99,77	99,68	100,27	99,15	99,68	99,99

* Анализы выполнены в Лаборатории Центрально-Казахстанского территориального геологического управления.

фации (Трусова, 1956, 1961; Розен, 1966). Устанавливается верхний предел возраста зерендинской серии по времени эпох гранитизации в 0,1 и 1,3—1,4 млрд. лет (Розен, 1971).

Отложения зерендинской серии образуют крупные куполовидные структуры (по диаметру иногда превышающие 80 км), относящиеся к категории гнейсовых куполов, возникших в период гранитизации зерендинской серии (Розен и др., 1974). В это время в мраморах даулетской свиты тонкие прослои силикатных пород претерпели будинаж, подобный описанному в других регионах (Крылова, 1960; Михайлов, 1960).

В Тянь-Шане рассматриваемые отложения известны в ачикташской свите киргизской серии (Медведева, 1959). Разрез свиты начинается доломитовыми мраморами (мощностью 400—500 м), которые сменяются пиритсодержащими графитовыми и другими слюдяными сланцами, переслаивающимися с карбонатными породами (500—1500 м). Эти отложения перекрываются существенно карбонатной пачкой (100—400 м). Общая мощность свиты в разных районах неодинакова и меняется от 1000 до 2000—2500 м (Медведева, 1959).

Среди сланцев преобладают мусковитовые разновидности, но встречаются также двуслюдяные, содержащие биотит. Помимо кварца и слюд, породообразующим минералом является гранат. Иногда присутствуют андалузит, плагиоклаз, а также карбонаты, роговая обманка и графит, содержание которого в отдельных разновидностях весьма значительно. Мраморы и кальцифиры, состоящие, главным образом, из кальцита и доломита, в качестве характерных минералов содержат диопсид, тремолит и кварц. Иногда присутствует флогопит. В породах ачикташской свиты сульфиды распространены столь широко, что местами образуют колчеданные руды (Байбулатов, 1964). Эти руды залегают

в карбонатно-сланцевой толще и приурочены к пачкам графитовых сланцев, мощность которых колеблется от 10 до 100 м. Сланцы переслаиваются с доломитовыми мраморами. Оруденение представлено, главным образом, пиритом, другие сульфиды (сфалерит, галенит и халькопирит) присутствуют в резко подчиненном количестве, по существу в виде примесей. Пирит слагает тонкие и тончайшие (в доли миллиметра) прослойки и линзы. Прослои большей мощности при выклинивании по простиранию расщепляются на серии тонких пропластков и постепенно переходят во вмещающие графитовые сланцы. Последние характеризуются рассеянной тонкой вкрапленностью пирита. На основании этих данных Э. Б. Байбулатов (1964) приходит к выводу, что образование сульфидов и графита связано с восстановительной обстановкой в застойных зонах прибрежных морских бассейнов.

Графитовые сульфидсодержащие метаморфические породы ачикташской свиты расположены в средней части разреза киргизской серии. Они перекрывают отложения макбальской и нельдинской свит, сложенные кварцитами и слюдяными сланцами с прослоями мраморов, эклогитов и амфиболитов и подстилают каиндинскую свиту, представленную, главным образом, слюдяными сланцами. Залегание этих отложений согласное, общая мощность составляет 6000—8000 м.

Метаморфизм киргизской серии протекал в два этапа: сначала возникли глубинные ассоциации минералов и образовались такие породы, как эклогиты, затем в результате диафтореза в условиях амфиболитовой фации эклогиты преобразовались в амфиболиты, а за счет гранитизации слюдяных сланцев в отдельных участках возникли гнейсы (Медведева, 1959, 1960 а, б). По радиохронологическим данным метаморфизм первого этапа протекал ранее, чем 1,6 млрд. лет назад.

Кристаллические сланцы киргизской серии слагают Макбальскую куполовидную структуру (длина около 40 км, ширина — 22 км), ядро которой имеет в плане форму почти правильного овала. Крупные складки, картируемые по выходам отдельных свит, отчетливо брахиформны и просты по своему строению. Мелкие дислокации являются весьма сложными и не отражают непосредственно морфологию крупных структур. Отмечается, что в пределах рассматриваемого района «всем толщам раннего докембрия свойственны интенсивная микроплойчатость и обилие микроскладок послойного течения. Очень широко в них проявлено перераспределение крупных масс вещества. Особенно отчетливо этот процесс проявлен в толще ачикташской свиты. Своды складок характеризуются резко возрастающими мощностями горизонтов, скучиванием, а в крыльях происходит утонение пачек и будинаж известняков» (Киселев, Королев, 1964 б).

Очевидная общность рассмотренных разрезов основания докембрия Казахстана и Тянь-Шаня позволяет предполагать, что здесь имела место эпоха накопления глинистых и карбонатных осадков в специфических условиях, приводивших к захоронению углистого вещества и сульфидов железа.

В юго-восточной и восточной Финляндии (район Оутокумпу) рассматриваемые отложения входят в Карельскую сланцевую формацию (Marmo, Mikkola, 1951; Peltola, 1960). Среди них наиболее широко распространены так называемые филлиты, или аргиллитовые «черные сланцы», состоящие наполовину из биотита, а также из кварца и плагиоклаза-андезина с примесью графита, пирита, пирротина и ильменита. Содержание графита и сульфидов железа достигает по весу 25%. Широко распространены слюдяные сланцы, отличающиеся присутствием граната и (в целом) меньшим содержанием графита и сульфидов железа, а также гнейсы, в которых главными породообразующими минералами являются полевые шпаты. Кроме того, повсеместно развиты слюдяные кварциты, содержащие плагиоклаз-олигоклаз, иногда карбонаты, а в

виде примеси графит и пирит. Наряду с этими первоначально глинистыми и обломочными породами, широким распространением пользуются амфиболитовые (известковые) и карбонатно-амфиболитовые сланцы, чаще всего состоящие из амфибола, близкого к тремолиту, карбоната, иногда диопсида, а также калиевого полевого шпата, плагиоклаза (андезина или лабрадора) и кварца, в меньшем количестве присутствуют биотит, пирротин, графит и сфен. Наряду с пиритом и пирротином упомянутые породы содержат нередко в виде примеси также сфалерит, халькопирит и тухолит. Химический и минеральный состав пород приведен в табл. 53.

Таблица 53

Химический состав графитовых сульфидсодержащих кристаллических сланцев района Оутокумпу (Peltola, 1960)

Окислы	Слюдяной сланец	Амфиболитовый сланец
SiO_2	34,80	50,77
TiO_2	1,03	0,57
Al_2O_3	20,19	10,86
Fe_2O_3	—	—
FeO	1,40	1,07
MnO	0,04	0,02
MgO	3,27	8,32
CaO	7,66	9,39
Na_2O	1,09	2,03
K_2O	1,70	1,99
H_2O^+	2,17	1,11
H_2O^-	—	—
P_2O_5	0,09	—
C	13,36	3,88
CO_2	0,07	0,10
F	0,13	0,06
S	5,32	3,80
Fe (S)	7,52	5,68
FeS_2	(2,20)	(0,63)
FeS	(10,50)	(8,61)
V_2O_5	0,23	0,18
Сумма	100,07	99,79

Примечание. Минеральный состав: слюдяного сланца — плагиоклаз-лабрадор, кварц, калиевый полевый шпат, тремолит, биотит, сульфиды железа — 12 вес. %, графит — 13 вес. %; амфиболитового сланца — лабрадор, тремолит, диопсид, калиевый полевой шпат, кварц, сульфиды железа с графитом — около 13 вес. %.

Для слюдяных сланцев и кварцитов характерна ленточная слоистость при мощности слойков в миллиметры и дециметры, подчеркиваемая распределением углеродистого вещества и сульфидов. Местами отмечается градационная слоистость (Peltola, 1960), которая обусловлена тем, что количество графита и сульфидов закономерно изменяется от подошвы к их кровле. К. Пелтола приходит к выводу, что описанные отложения осаждались в условиях, близких к образованию сапропелей. Вероятным является как химическое, так и биохимическое осаждение таких первоначальных компонентов осадка, как карбонаты и сульфиды.

Карельская формация залегает на гранито-гнейсовом фундаменте и образует сложные складки, которые окаймляют куполовидные структуры основания. Степень метаморфизма пород несколько различна в разных частях района, но в целом близка к амфиболитовой фации. Возраст этих пород, по-видимому, превышает возраст гранито-гнейсов (2,5 млрд. лет), слагающих купол Соткума (Eskola, 1963).

В Северной Америке рассматриваемый комплекс отложений подробно изучен в провинции Пидмонт (США, штат Мериленд), где в се-

рии Гленарм выделяется формация Кокейсвиль, представленная графитовыми сланцами и мраморами с сульфидами железа, главным образом, пирита (Choquette, 1960). Среди пород формации преобладают доломитовые флогопит-кальцитовые и тремолит-диопсидовые мраморы и известковые сланцы, состоящие из тончайших прослоев состава: флогопит — апатит — сфен — турмалин —пирит и кальцит — кварц — полевой шпат, нередко со скаполитом. С известковыми сланцами тесно связаны известковые гнейсы, содержащие большое количество полевых шпатов и кварца. Существенную роль играют также кальцитовые тремолит-диопсидовые мраморы и графитовые сланцы. Содержание графита в карбонатных породах формации составляет 0,5—1%, в сланцах до 23%, а пирита соответственно до 2,5% и около 1%.

Серия Гленарм перекрыта датированными нижнепалеозойскими отложениями и залегает на гранито-гнейсовом основании (Балтиморский гнейс), окаймляя древние гранито-гнейсовые купола. Эта серия представляет собой первично осадочный комплекс пород общей мощностью более 2000 м, из которых около 250 м занимает толща графитовых пиритсодержащих сланцев и мраморов (формация Кокейсвиль).

Ассоциации метаморфических пород с графитом и сульфидами железа, подобные описанным выше, достаточно широко распространены в других районах развития докембрия (в Скандинавии, Шотландии и др.), однако перечисленных примеров достаточно, чтобы показать генетическое подобие этих отложений.

Таким образом, на рассмотренных примерах видно, что сообщество углеродистого вещества и сульфидов в закономерной ассоциации пород является достаточно устойчивым. Геологические признаки не позволяют связывать образование этих сульфидов с ювенильными источниками в период метаморфизма, а поскольку в период осадконакопления эффузивный магматизм отсутствовал, то предположение о фумарольном происхождении сульфидов является маловероятным. Рассмотренные геологические примеры дают основание утверждать, что среди метаморфических пород докембрия, в том числе и раннего докембрия, существует достаточно широко распространенный, вполне определенный и отчетливо индивидуализированный парагенезис первоначально осадочных горных пород: глинистые, глинисто-карбонатные и карбонатные отложения (расчет составов приведен в табл. 54), которые обладают общим для всех них весьма существенным признаком, а именно — ассоциацией углеродистого вещества и сульфидов (главным образом, сульфидов железа), связанных с разложением органического вещества в донном осадке без доступа кислорода. Эта ассоциация пород слагает геологически обособленные и картируемые на местности толщи (свиты и т. п.), т. е. ограничения ее в пространстве и во времени являются достаточно определенными.

Подобные естественные парагенезы горных пород являются основой для формационного исследования и выделения формаций (Шатский, 1960; Херасков, 1963).

Проведенное выше рассмотрение общих вопросов анализа формации в древнейших отложениях позволяет считать, что в докембрии целесообразно выделять и изучать естественные парагенезы метаморфических пород в их реальных тектонических условиях и параллелизовать их с фанерозойскими формациями. К подобным парагенезам докембрийских пород можно рекомендовать применять термин «протоформация» вследствие отличия этих ассоциаций от фанерозойских формаций. Содержание понятия протоформации складывается из выявления естественной устойчивой и закономерной ассоциации метаморфических пород в определенных тектонических условиях, восстановления первичной природы этих пород, а также установления соответствующего гомолога в неметаморфизованных отложениях фанерозоя.

Таблица 54

Вероятный нормативный компонентный состав исходных осадочных отложений для сульфидсодержащих графитовых сланцев и мраморов *

	Гидрослюдистая глина	Монтмориллонитовая глина	Каолиновая глина	Доломит	Кальцит	Сидерит	Кварц	Пирит	Графит
Северный Казахстан, Кокчетавский массив									
Слюдяной сланец (среднее из 5 анализов)	68,44	—	—	2,74	3,40	0,86	25,03	Есть	Есть
Плагиоклаз-диопсидовая порода (среднее из 5 анализов)	14,65	28,84	—	19,56	11,71	2,79	22,45	„	„
Мрамор (среднее из 6 анализов)	11,76	—	3,72	14,06	69,60	0,86	—	„	„
Финляндия, Оутокумпу									
Слюдяной сланец	26,64	27,23	14,79	3,96	7,92	—	—	8,47	10,78
Амфиболитовый сланец	28,27	40,30	—	18,90	1,33	—	—	7,65	3,45

* Исходные данные в таблицах 52, 53; состав компонентов и метод расчета приводятся по О. М. Розену, 1970.

Нам представляется, что подробно охарактеризованная выше в качестве примера ассоциация пород является парагенезом первично осадочных метаморфических пород, который может быть назван протоформацией сульфидсодержащих графитовых сланцев и мраморов в зонах окаймления гранито-гнейсовых куполов. В качестве неметаморфизованного гомолога этой протоформации среди отложений неогея можно назвать карбонатную углефицированную формацию, описанную И. К. Королюк в позднем докембрии Прибайкалья (улунтуйская свита) и сопоставляемую с карбонатной геосинклинальной формацией рифея Урала (авзянская свита), а также с карбонатными формациями рифея Монголо-Охотской складчатой области — георгиевская свита Приаргунья и др. (Королюк, 1962). Для этой формации характерно переслаивание карбонатных пород с аргиллитами и аргиллито-алевролитовыми отложениями, прослои кремнистых пород и примесь кремнезема в различных породах, наличие постепенных переходов между главными типами пород, примесь пирита и интенсивная углефикация как карбонатных, так и глинистых пород, обусловленная присутствием органического вещества.

Все эти признаки формации полностью совпадают с теми, которые были рассмотрены выше при описании пород протоформации графитовых сульфидсодержащих сланцев и мраморов. Такой существенный признак, как фосфоритоносность углефицированной карбонатной формации, отчетливо проявлен и у некоторых докембрийских ее гомологов (например, формация Кокейсвиль).

В результате проведенных исследований мы приходим различными путями к общему выводу о существовании вполне определенных признаков подобия у докембрийских и фанерозойских углеродистых отложений. Этот вывод является естественным следствием принципа единого, принципиально сходного, эволюционно усложняющегося геологического развития Земли, начиная с докембрия (Сидоренко, 1969). Живое вещество и органическая субстанция обнаруживают вполне сопоставимую значимость в процессах осадконакопления в докембрии и фанерозое. Это позволяет рекомендовать формационный метод в качестве глав-

ного при соответствующих исследованиях собственно докембрийских углеродистых отложений и при сопоставлениях их с фанерозойскими.

Вместе с тем, вследствие вероятной эволюции парагенезов осадочных пород и тектонических условий их образования можно ожидать несовпадения определенных признаков у формаций фанерозоя и докембрия. В связи с этим для сопоставлений целесообразно использовать принцип гомологии, вместо прямой аналогии, а докембрийские ассоциации пород при этом именовать протоформациями, учитывая, что они являются предшественниками подобных формаций фанерозоя.

ОПЫТ ТИПИЗАЦИИ УГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОД ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ

Геологическими и геолого-литологическими исследованиями в докембрии Карелии установлены две основные эпохи первичного накопления углеродистых отложений: раннепротерозойская (лопская) геосинклинального типа и среднепротерозойская (ятулийско-суйсарская) проплатформенного и платформенного типа. Нижнепротерозойские вмещающие отложения претерпели изменения в условиях средней и высокой степеней регионального метаморфизма, при этом углеродистый материал представлен разными формами графитов. Среднепротерозойские породы метаморфизованы в условиях низких степеней регионального метаморфизма; преобладающее развитие среди углеродистых соединений имеют разные типы шунгитовых пород. Нижнепротерозойский графитовый и среднепротерозойский шунгитовый углерод составляют полный и непрерывный ряд природных форм углерода, в котором преобладающими являются атомы углерода sp^2-гибридизацией валентных электронов, причем глубина структурных превращений в углеродистом веществе определяется не только стратиграфическим положением пород. Большинство исследователей (Тимофеев, 1924; Борисов, 1956; Орлов, Успенский, 1936) придерживаются мнения, что шунгиты являются продуктом метаморфизма углеводородов нефтяного ряда, об этом свидетельствует высокое содержание никеля (до 12%) и меньшее содержание ванадия, что является характерным для нефтяной золы (Альтовский и др., 1958).

По морфологии залежей и стратиграфическому положению в составе ятулия — суйсария выделяются два сочетания шунгитовых пород: а) нестратифицированные, слагающие жилы, гнезда, заполнения миндалин; б) стратифицированные, образующие пласты в осадочных и вулканогенно-осадочных породах.

Нестратифицированные шунгитовые породы — высокоуглеродистые образования. Содержание в них шунгитового вещества превышает 90%. В предлагаемой классификации за нестратифицированными шунгитовыми породами сохраняется название шунгитов I разновидности; термин, под которым они описывались в литературе ранее (Иностранцев, 1879; Борисов, 1956). Шунгиты I разновидности по расположению среди разновозрастных пород подразделяются на три группы.

Шунгиты группы I а слагают пластовые и секущие жилы различной мощности среди пород заонежской серии. Эти породы имеют черный цвет со смоляным, а иногда алмазным блеском. Цвет черты — черный. Твердость по Моосу — 3—3,5; плотность колеблется в пределах от 1,7 до 2,0 г/см^3.

Шунгиты группы I б встречаются среди вулканогенно-осадочных пород суйсарской свиты. Морфология их залегания своеобразна. Это образования «лепешковидной» формы, вытянутые согласно слоистости и округлые или линзовидные в разрезе. По внешнему виду — цвету, блес-

ку, твердости и черте — шунгиты этой группы мало отличаются от шунгитов группы I а, но имеют большую плотность — 2,15—2,35 г/см³.

Шунгиты группы I в — редко распространенные образования, встречающиеся в миндалинах мандельштейнов и в газовых пустотах шаровых лав порфиритов. В описанном В. М. Тимофеевым (1924) образце породы с таким шунгитом установлено 90—95 зон шунгитового вещества на 0,5 мм породы, чередующихся с халцедоновыми зонами. По данным того же автора, развитый в миндалинах и минеральных заполнениях шаровых лав шунгит тождествен по составу шунгиту группы I а.

Стратифицированные шунгитовые породы представлены первично вулканогенно-осадочными отложениями, образующими слоистые пачки и имеют площадное распространение и значительные мощности. Состав их образует заметные вариации. Прежде всего, эти породы изменяются по содержанию в них шунгитового вещества от долей до 80%. Считая эту характеристику одной из основных, мы положили в основу классификации деление стратифицированных шунгитовых пород на разновидности по содержанию углерода: II разновидность (С — более 35%); III разновидность (С — от 20 до 35%); IV разновидность (С — от 10 до 20%) и V разновидность (менее 10%). Другим признаком, учитываемым при разработке классификации, явился состав минеральной основы шунгитовых пород, которая может резко измениться при постоянном содержании шунгитового вещества. При реставрации первичного состава минеральной основы шунгитовых пород выявилось, что она составлена кремнистыми, первично глинистыми, пирокластическими и карбонатными компонентами. Шунгитовые породы с карбонатной основой слагают обособленные пласты, что позволяет выделить их в классификационной схеме как самостоятельную группу. В группе шунгитовых пород с силикатной основой удается выделить типы по различиям в содержании кварца и алюмосиликатов.

Взаимная связь пород с различным содержанием шунгитового вещества и изменяющимся составом силикатной части показана на тройной диаграмме углерод (С) — кварц (SiO_2) — сложные силикаты (L), построенной на основе пересчета химических анализов разнообразных стратифицированных шунгитовых пород с силикатной основой (рис. 53). Здесь находит свое отражение разделение этих пород на разновидности по содержанию углерода (II, III, IV, V), а также по различному типу силикатной основы: высококремнистый — А, среднекремнистый — Б и малокремнистый — В. Таким образом, выделяются 12 групп пород, различающихся либо по содержанию углерода, либо по составу минеральной части. Литологическая характеристика этих групп пород дана в главе «Шунгитсодержащие толщи докембрия Карелии, их литологические особенности и условия формирования» настоящей монографии.

Положение фигуративных точек на диаграмме отражает связь между содержанием в породе шунгитового вещества, с одной стороны, и минеральным составом силикатной части, имеющей специфические первичные текстурно-структурные признаки породы, с другой. Среди шунгитовых пород не обнаружено таких, фигуративные точки которых лежали бы выше линии SiO_2 — К. Вдоль и вблизи линии SiO_2 — К лежат фигуративные точки хемогенных пород. Удельная поверхность первичных силикатных (алюмосиликатных) частиц хемогенных пород может быть принята некоторой постоянной величиной. В этом случае наблюдаемое увеличение содержания шунгитового вещества есть результат повышения концентрации в породе сложных силикатов (алюмосиликатов). Точка пересечения линии SiO_2 — К со стороной треугольника С — L (сложные силикаты) указывает на максимальную концентрацию шунгитового вещества в первично осадочных породах, равную 78%. Для составов пород, фигуративные точки которых лежат на линии SiO_2 — К,

соотношение $\frac{\%\ \text{углерода}}{\%\ \text{сложных силикатов}}$ равно 3,5, т. е. при максимальном насыщении породы шунгитовым веществом на 1 вес. % сложных силикатов приходится 3,5 вес. % шунгитового вещества. Это отношение, названное коэффициентом насыщения, не зависит от минерального вида сложного силиката. Породы, фигуративные точки которых лежат на линии SiO_2 — К, могут иметь различный химический состав (табл. 55).

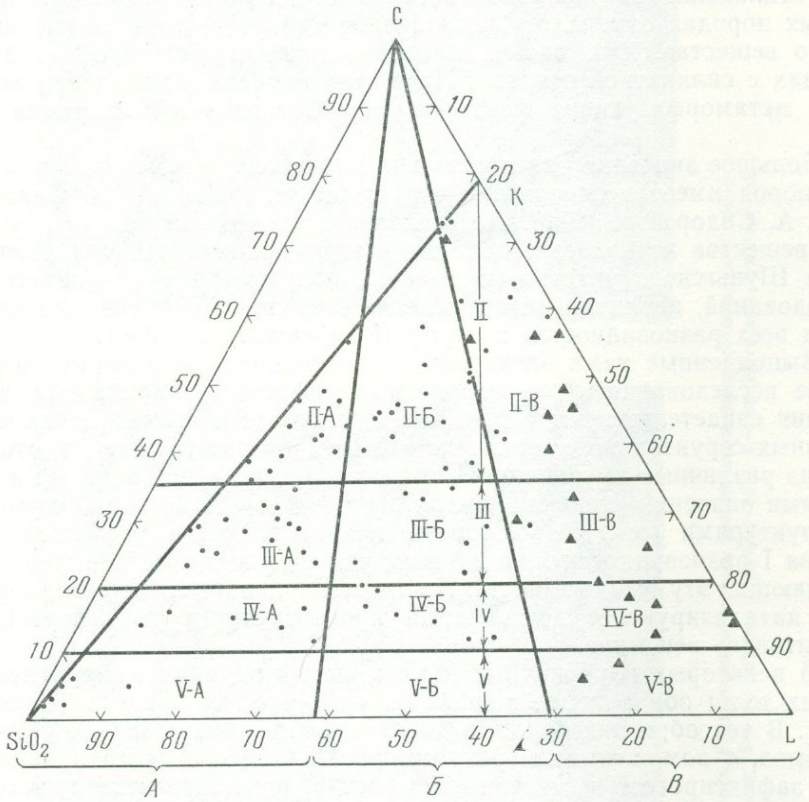


Рис. 53. Тройная диаграмма вулканогенно-осадочных силикатных шунгитовых пород (углерод — кварц — сложные силикаты). Объяснение в тексте.

Наблюдаемое понижение содержания шунгита в породах с одинаковым отношением кварца и сложных силикатов сопровождается постепенным уменьшением доли хемогенного и увеличением доли терригенного либо пирокластического материала. Отмечается прямая пропорциональная связь между поверхностью первичных частиц сложных сили-

Таблица 55

№ пробы	Содержание компонентов (вес. %)								
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	C
601	93,23	Сл.	0,52	0,50	—	—	0,05	0,10	5,27
57/60	65,60	0,11	2,33	1,66	0,46	0,82	0,05	1,43	30,70
490	54,22	0,22	3,87	1,78	0,10	0,41	—	0,66	38,28
543	45,41	0,25	4,09	0,14	0,06	0,78	—	0,66	47,34
10/408	36,40	0,18	4,00	0,86	0,06	0,88	0,30	1,62	55,00
31/141	19,60	0,25	3,57	3,16	0,15	1,06	0,87	0,59	70,7
331	17,39	0,43	6,82	0,17	0,18	0,73	0,25	1,53	72,59

катов и содержанием шунгитового вещества в породе. Это позволяет предполагать адсорбционный механизм накопления углерода в породе. Активными адсорбентами материнского вещества шунгитов являются только сложные силикаты и алюмосиликаты.

Свободный кремнезем и карбонаты не обладали способностью сорбировать углеводороды и поэтому в кремнистых и карбонатных породах шунгитового вещества мало (2—5%). В некоторых случаях наблюдались отклонения от указанной зависимости, например, когда в карбонатных породах отмечалось повышенное (до 30%) содержание шунгитового вещества, или, наоборот, низкие концентрации его (до 3%) в породах с силикатной основой. Но в этих случаях установлено воздействие метаморфизующих факторов, способствовавших миграции углерода.

Большое значение для понимания процессов метаморфизма осадочных пород имеет исследование структуры углерода (А. В. Сидоренко и Св. А. Сидоренко, 1971). До последнего времени структура шунгитового вещества изучалась только на нестратифицированной I разновидности Шуньгского участка, и выводы, полученные в результате этих исследований, повлияли на объяснение структур шунгитового вещества пород всех разновидностей и групп (Рембашевский, 1958).

Выполненные нами электронномикроскопические и дериватографические исследования и расчеты по кинетическим параметрам процесса горения свидетельствуют о том, что шунгитовое вещество не имеет постоянных структурных характеристик. Так, шунгит группы I а, отобранный из различных вмещающих пород, характеризуется широкими колебаниями значений степени кристалличности (8—22%) и разными морфоструктурами (рис. 54). Степень кристалличности шунгитового вещества I разновидности всегда ниже, чем шунгитового вещества пород, вмещающих эту разновидность. По-видимому, силикатная основа оказывает катализирующее действие на процесс структурной перестройки шунгитового вещества.

В некоторых карбонатных и кремнистых породах из шунгитсодержащих толщ обнаружены и описаны органические остатки (Вологдин, 1970). В тех образцах пород, в которых были обнаружены остатки организмов, с помощью электронномикроскопического исследования удалось зафиксировать изменение морфоструктуры шунгитовых частиц и существенное увеличение их размера (рис. 55 а, б). Рассчитанная степень кристалличности шунгитового вещества образцов с органическими остатками всегда оказывалась значительно выше (44—50%), чем в образцах тех же пород, но без фауны (22—28%). Вероятно, биогенный фактор оказал влияние только на незначительную часть углеводородов.

В шунгитовых породах из отдельных участков (Максово) обнаруживается повышенное содержание гуминовых кислот, которые дают интенсивное окрашивание щелочей на холоде. Частицы шунгитового вещества из таких пород, как это видно при электронномикроскопическом изучении, имеют чешуйчатую форму в отличие от глобулярной формы шунгитовых частиц пород, аналогичных по составу и стратиграфическому положению, но не содержащих гуминовых кислот (рис. 55 в, г). Рассчитанная степень кристалличности шунгитовых частиц чешуйчатой формы выше, чем у частиц глобулярной, соответственно 37 и 30%. Следовательно, морфоструктуры и степень кристалличности шунгитового вещества меняются в зависимости от окислительно-восстановительных условий среды, в которой происходило формирование шунгитовых пород. Повышенной степенью кристалличности (40—50%) характеризуется шунгитовое вещество из зон экзоконтакта у интрузий габбро-диабазов, а наивысшей (45—80%) — шунгитовое вещество из зон тектонических разрывных нарушений. Здесь шунгитовое вещество чаще преобразуется в скрытокристаллический графит (район Кяппясельга). Таким образом,

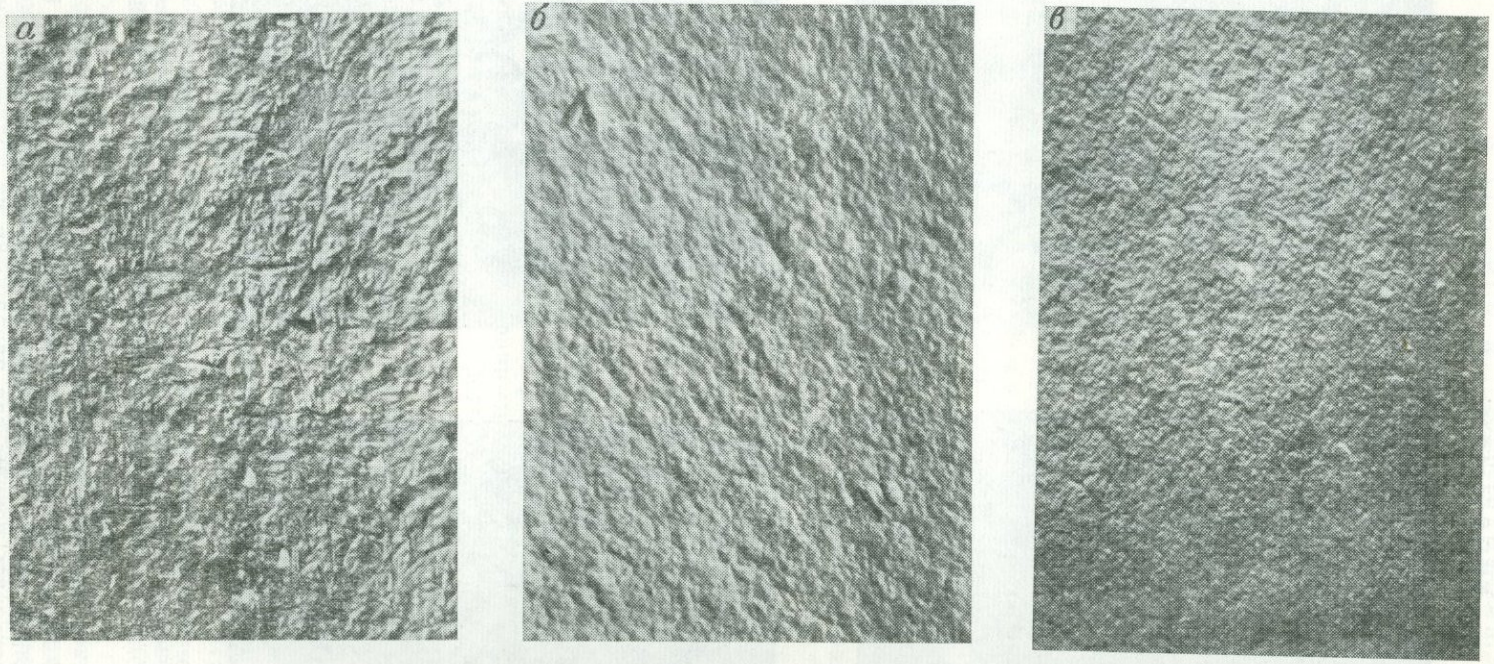


Рис. 54. Структуры шунгита I разновидности под электронным микроскопом (×15 тыс.)
а – из Максово (группа Iа); *б* — из Шуньги (группа Iа); *в* — из Нигозера (группа Iб)

в целом собственно шунгиты характеризуются метастабильной структурой, причем степень кристалличности их (менее 50%) ниже, чем у скрытокристаллических графитов.

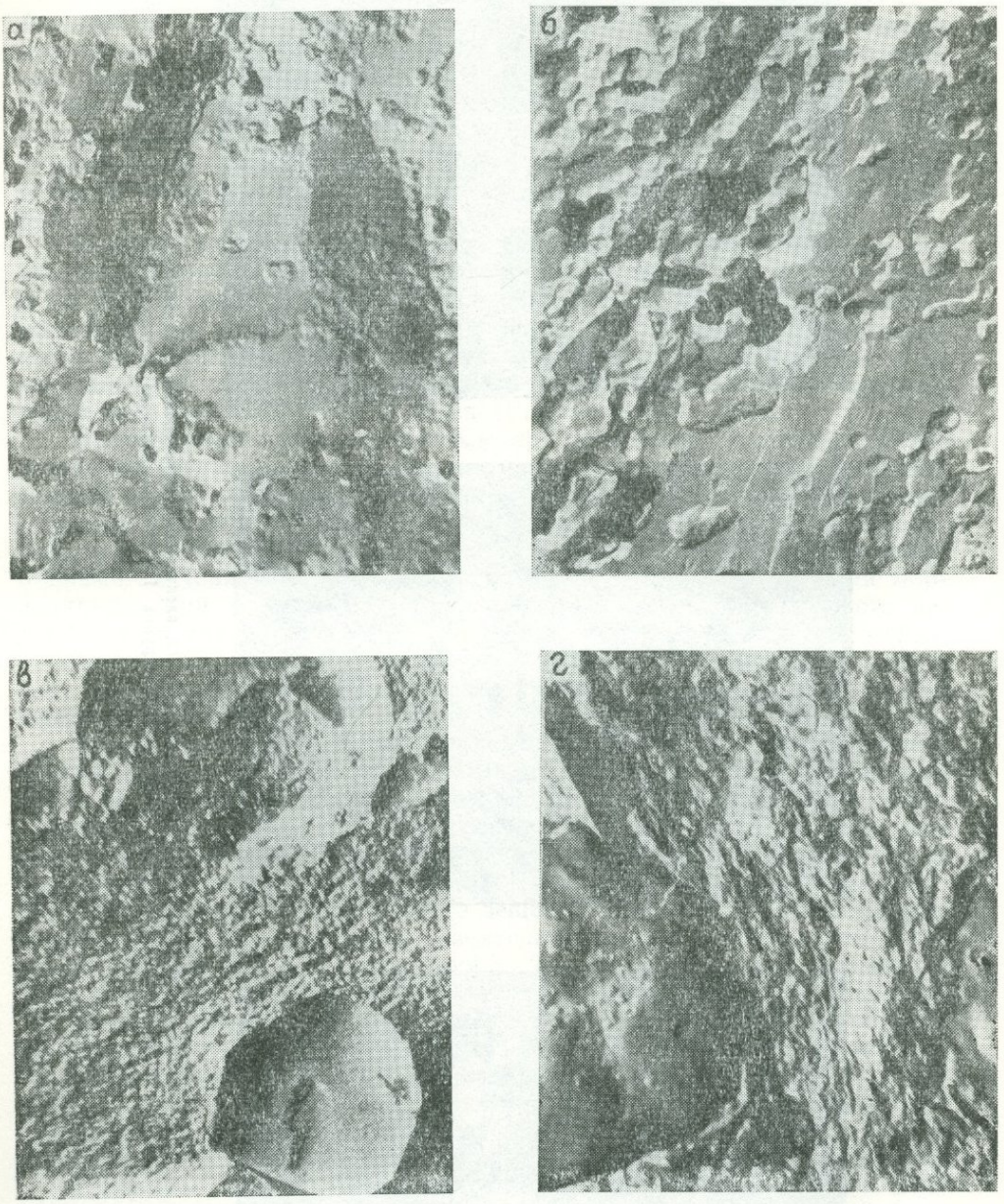


Рис. 55. Структуры шунгитового вещества под электронным микроскопом (×15 тыс.)
а – лидит без фауны; *б* – лидит с фауной; *в* — порода группы III—А, не содержащая гуминовых кислот; *г* — порода группы III—А, обогащенная гуминовыми кислотами

Проведенная типизация углеродистых пород с учетом геолого-тектонической позиции углеродсодержащих образований, состава и характера минеральной части, содержания и структуры углеродистого материал может составить основы для разработки их количественной классификации, что существенно не только в научном, но и в практическом отношении.

ШУНГИТСОДЕРЖАЩИЕ ТОЛЩИ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ, ИХ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ*

На основании исследований последних лет (Галдобина и др., 1971, 1972) в разрезе шунгитсодержащих отложений заонежской свиты было выделено две подсвиты: нижняя и верхняя. Нижняя подсвита на всей площади Онежской структуры представлена тонкозернистыми доломитами кварц-серицит-хлоритовыми (песчано-глинистыми) и кварц-серицит-карбонатными (песчано-глинисто-карбонатными); подчиненное положение занимают полевошпат-кварцевые алевролиты и песчаники. Породы обладают серо-зеленой окраской и в большей своей части мелкоритмичной горизонтальной слоистостью. Образования верхней подсвиты резко отличны от нижележащих обильным появлением в составе пород вулканогенного материала.

Вулканогенный тип разреза верхней подсвиты представлен в большей своей части многочисленными покровами лав, маломощными прослоями шунгитсодержащих туфов, туффитов, известняков и кремнистых пород.

В осадочно-вулканогенном типе разреза выявлены наиболее мощные пласты шунгитовых пород с высоким содержанием углерода. Здесь в разрезе установлено три цикла I порядка, соответствующих в стратиграфическом отношении пачкам.

Первая пачка (первый цикл I порядка) мощностью 160—220 м, имеет в основании пласт шунгитовой породы с содержанием углерода до 35—75%. Порода характеризуется включениями неправильной, миндалевидной, изогнуто-линзовидной формы тонкокристаллического альбитового и альбит-хлоритового состава. В участках, обогащенных альбитом, шунгитовое вещество занимает промежутки между кристаллами альбита. В породе нередко наблюдается псевдобрекчиевая текстура. Химический состав шунгитовой породы указывает на недосыщение ее кремнеземом и повышенное содержание натрия. Мощность пласта достигает 12—25 м.

Выше разрез имеет груборитмичное строение. Ритмы, мощностью в 2—3 м, в большей своей части выражены чередованием слойков витрокластических туфов, шунгито-альбитовой породы, реже известковистых туфов или известняков. Кровлю ритмов слагают шунгитовые породы, по составу аналогичные описанным выше. Среди пород этой части разреза встречены маломощные покровы тонколейстовых диабазов.

Верхняя часть первой пачки представлена псаммитовыми витролитокристаллокластическими туфами, известковистыми их разностями и шунгитсодержащими туфами с алевролитовой структурой, с содержанием углерода до 12—20%. Породы слагают ритмы различной мощности от 0,15—0,25 м до 0,6—1 м. Значительное развитие приобретают в этой части разреза известняки, сначала отдельные прослои с актинолитом, выше шунгитсодержащие, нередко с примесью туфогенного материала. Среди известняков в кровле пачки встречен маломощный в 0,2—0,4 м слой кремнистой (лидитоподобной) шунгитсодержащей породы, которая завершает первый цикл осадконакопления.

Вторая пачка (второй цикл I порядка) имеет мощность до 220—240 м. Нижняя часть пачки обладает груборитмичным строением. Ритмы, мощностью 2—5 м в нижней и до 10—15 м в верхней части горизонта, сложены в подошве литокристаллокластическими туфами и туффитами псаммитовой, алевролитовой и пелитовой структуры. В породах наблюдается горизонтальная микроритмичная слоистость. Слойки в подошве обога-

---

* В работе принимали участие А. П. Светов, Ю. И. Сацук и научный руководитель исследований В. А. Соколов.

щены сульфидами, а в кровле — шунгитовым веществом. Здесь же встречены прослои пелитоморфных, иногда шунгитсодержащих доломитов мощностью 0,2—0,4 м. К кровле ритмов нарастает содержание шунгитового вещества, располагающегося по слоистости среди тонкокристаллической кварц-серицитовой породы. Кровля крупных ритмов на две трети его мощности сложена шунгитовой породой с содержанием углерода от 20 до 45%. Микроскопически в породе наблюдаются включения тонкокристаллических агрегатов кварца и серицита, иногда мелкочешуйчатого биотита в виде сгустков, линз и слойков кварц-серицитового состава. Мощность пластов шунгитовых пород в этой части разреза соответственно возрастает снизу вверх по разрезу от 2 м до 8—10 м.

Средняя часть разреза второй пачки сложена пластами шунгитовых пород мощностью от 2—5 м до 25—35 м, с содержанием углерода от 35 до 65%. По химическому составу это высококремнистые породы, со значительным содержанием калия. Микроскопически на черном фоне породы наблюдаются включения криптокристаллических агрегатов кварца (халцедона) и реже тонкочешуйчатого серицита. При этом в породе образуются зональные, концентрически-зональные, местами псевдобрекчиевидные текстуры. В нижней части пласта шунгитовая порода содержит слойки серицит-кварцевого состава с пятнистой или комковатой (до глобулярной) микроструктурой. Пласты шунгитовой породы чередуются с покровами афанитовых диабазов с миндалекаменной текстурой в кровле.

Верхнюю часть второй пачки разреза осадочно-вулканогенного типа слагает горизонт шунгито-лидито-доломитовых пород. В разрезе наблюдается последовательное наслоение (снизу вверх) четко отграниченных друг от друга слоев шунгитовых пород с содержанием углерода до 75% и мощностью в 2—3 м; шунгитсодержащих полнокристаллических доломитов мощностью 2—5 м, иногда с онколитоподобными водорослевыми остатками и слоев лидитов среди них мощностью в 2—3 м. В последних обнаружены остатки синезеленых водорослей. Горизонт шунгито-лидито-доломитовых пород мощностью в 15—20 м завершает второй цикл I порядка верхней подсвиты.

Третья пачка (третий цикл I порядка) установлена полностью, известная мощность ее 80 м. Образования третьей пачки представлены в основании туфогравелитами и гравелитами с примесью мелкогалечного материала, а выше — тонким переслаиванием песчаников и алевролитов с туфогенным материалом, шунгитсодержащей кварц-серицит-биотитовой породы и доломитов.

Вулканогенно-осадочный тип разреза, установленный в районе Шунгского месторождения, сходен по характеру своего строения и составу пород с осадочно-вулканогенным. Однако среди образований этого типа разреза отсутствуют грубые пирокластические породы и покровы диабазов. Неизвестен в разрезе пласт шунгитовой породы основания первой пачки, а в средней части второй пачки отсутствует горизонт мощных пластов шунгитовой породы с высококремнистой минеральной основой. В целом объем экзогенного материала превышает количество эндогенного. Комплекс шунгито-лидито-доломитовых пород в вулканогенно-осадочном типе разреза имеет более четкое строение и значительную мощность, достигающую 80 м. В лидитах здесь обнаружены органические остатки и $C_{орг}$ (Тимофеев, 1966; Вологдин, 1970; А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1970, 1971).

Литологические (Галдобина, Горлов, 1972) и палеовулканологические исследования (Светлов, 1972), проведенные на площади Онежской структуры, позволили составить палеофациальную схему для образований заонежской свиты верхнего ятулия (рис. 56).

Исходя из всего вышесказанного, можно сделать вывод, что накопление образований нижней подсвиты происходило в условиях бассейна

карбонатно-глинистого осадконакопления, который продолжал существовать и в период формирования шунгитсодержащих пород верхней подсвиты. Одновременно с началом вулканической деятельности в бассейне начинается накопление шунгитового вещества в непосредственной близости от вулканических центров.

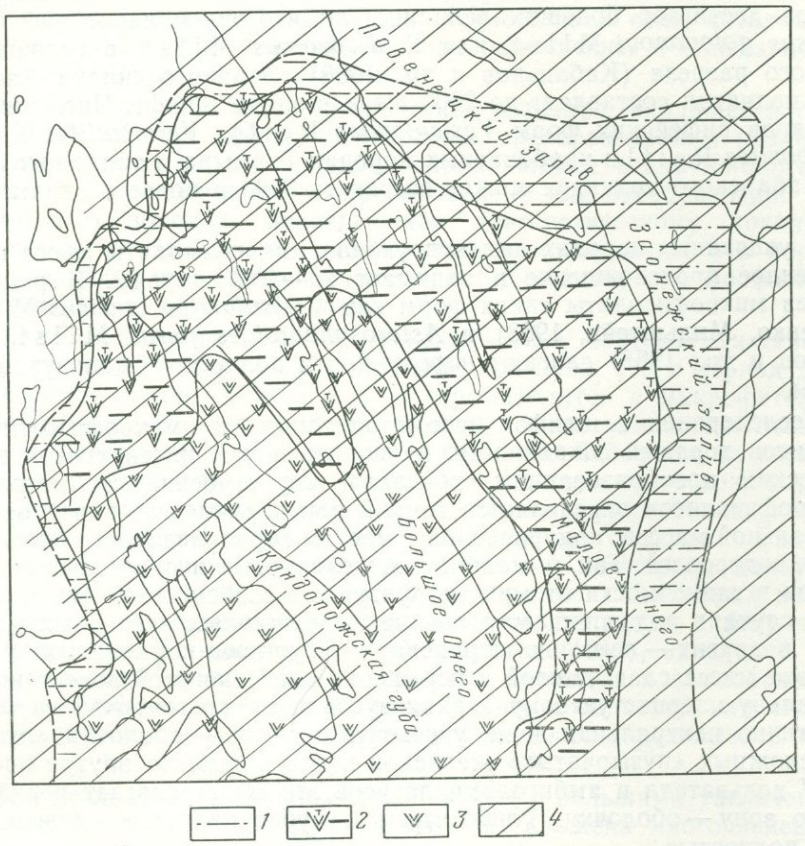


Рис. 56. Палеофациальная схема времени образования пород заонежской свиты (верхний ятулий). Онежская структура (Южная Карелия)

1 — бассейн накопления вулканогенно-осадочных и осадочных пород, область умеренного накопления шунгитового вещества (верхняя подсвита); *2* — бассейн накопления вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, область наибольшего накопления шунгитового вещества (верхняя подсвита); *3* — область интенсивного развития подводного вулканизма заонежской фазы (верхняя подсвита); *4* — бассейн карбонатно-глинистого осадконакопления (нижняя подсвита)

Шунгитовое вещество содержится практически во всех разновидностях пород верхней подсвиты, при этом, чем мельче обломочный материал (экзогенный или эндогенный), тем больше порода содержит углерода. Но наиболее богатые углеродом шунгитовые породы (до 35—75%) являются хемогенными осадками. Они сочетаются в разрезе с покровами эффузивных основных пород и их туфами.

СИНЕЗЕЛЕНЫЕ ВОДОРОСЛИ И ИХ РОЛЬ В ПРОЦЕССАХ ДОКЕМБРИЙСКОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Карбонатвыделяющие синезеленые водоросли сыграли важную роль в процессах позднедокембрийского породообразования и особенно в формировании крупных карбонатных построек — строматолитов и мелких желваков, сгустков и плёнок — микрофитолитов.

В исследованных нами разрезах верхнедокембрийских отложений на севере Сибири (Таймыр, северо-запад Сибирской платформы, за-

падный склон Анабарского поднятия, Приколымье) строматолитовые и микрофитолитовые породы широко распространены и слагают мощные (до 60 м) пласты. Строматолиты и микрофитолиты в последних в большинстве случаев составляют 60—90% породы.

При изучении микрофитолитовых карбонатных пород в шлифах было выявлено, что количество желваков, сгустков и плёнок микрофитолитов достигает больших величин. Так, что экземпляров рифейских *Radiosus golovanovi* Milst. или *R. diadromus* Milst. в отложениях опорного разреза (Кабаньков и др., 1968) западного склона Анабарского поднятия составляет до 2000 штук в одном шлифе. Число же экземпляров рифейских форм *Vesicularites* Reitl., *Vermiculites* Reitl. и *Glebosites* Reitl.в карбонатных породах Таймыра и западного склона Анабарского поднятия может достигать 3000 и более в одном шлифе.

В указанных породах цементирующая микрофитолиты масса имеет хемогенное происхождение и занимает 20—40% породы. В ряде же случаев микрофитолиты таких форм как *Vesicularites igaricus* Milst. (Даценко, Мильштейн, 1968) и *Asterosphaeroides purus* Milst. (Кабаньков и др., 1968) слагают породу почти полностью, образуя целые пласты.

Исследования в шлифах строматолитовых и микрофитолитовых доломитов хорошей сохранности, не подвергшихся интенсивным диагенетическим преобразованиям, показали, что строение строматолитов и микрофитолитов определяется темной или коричневато-бурой органо-минеральной массой, приуроченной к местам первоначального скопления клеток водорослей. Так, у столбчатых, желваковых и пластовых строматолитов в зависимости от микроструктурных особенностей эта масса в одних случаях подчеркивает строение выдержанных ленточных микрослоев, в других — ленточно-штриховатых сгустково-комковатых. У озагий * эта масса слагает слой в периферической слоистой зоне и иногда центральную зернистую зону. У радиозусов из нее состоят темные «лучи» и частично центральная зона, у везикуларитесов — оболочки «пузырьков» сложных «пузырчатых» желваков и часть цемента внутри последних. У вольвателл и амбиголамеллатусов эта масса слагает периферическую зону — оболочку. Глебозитесы и нубекуларитесы сложены ею почти полностью.

По данным В. Е. Мильштейн, А. Г. Войцеховской (1971), указанная органо-минеральная масса в проходящем свете — коричневато-бурая, буровато-черная, иногда черная, в отраженном свете — беловато-желтая, желтовато-коричневая, в ультрафиолетовом — слабо люминесцирующая в тускло-зеленых, коричнево-зеленых, коричневатых тонах. Нередко на фоне слабо люминесцирующего вещества фиксируются ореолы рассеяния в более светлых зеленовато-голубоватых тонах, свидетельствующие о миграции легких, битуминозных компонентов. Чистое органическое вещество, входящее в состав органо-минеральной массы, было изучено и отнесено А. Г. Войцеховской к остаточному сапропелевому веществу карбонатвыделяющих синезеленых водорослей, потерявшему наиболее подвижные битуминозные компоненты вследствие их эмиграции (Войцеховская, 1971).

Остановимся на характере преобразований органо-минеральной массы, происходивших в процессе литификации породы на примере билляхских и старореченских пород на западном склоне Анабарского поднятия.

---

* Микрофитолиты подразделяются на ряд групп: озагии, радиозусы, везикуляритесы, вольвателлы, амбиголамеллатусы, глебозитесы, нубекуларитесы и др.

При литологических исследованиях строматолитовых и микрофитолитовых доломитов было выявлено (Мильштейн, 1965), что почти все они прошли стадии син- и диагенеза и закончили свое формирование на первых этапах катагенеза. Большинство биогенных пород билляхской серии и стародеченской свиты имеет хорошо сохранившиеся первично осадочные биогенные текстуры и структуры. Исключением являются те доломиты верхов котуйканской и юсмастахской свит, которые подвергались локальному диагенетическому окремнению и иногда довольно значительной перекристаллизации.

В соответствии с этим органическое вещество, входящее в состав органо-минеральной массы, подверглось преобразованиям различного характера. В породах с хорошо сохранившимся осадочно-биогенным обликом оно, по существу, не преобразовано или преобразовано мало. В биогенных породах, подвергшихся диагенетическому локальному окремнению, органическое вещество лейкоксенизировано, а в породах, подвергшихся диагенетической перекристаллизации, оно фосфатизировано или нацело пиритизировано,

Лейкоксенизация. Петрографическое изучение диагенетического окремнения биогенных доломитов показало, что в период диагенеза сгустки, слои «лучи» и т. д. строматолитов и микрофитолитов, слагавшиеся органо-минеральной массой, были замещены лейкоксеном, а прилегающие к ним участки — кремнем. Лейкоксен за счет примеси органического вещества имеет в проходящем свете ярко-коричневую окраску, а в отраженном — белый цвет и фарфоровидный облик. Окремнение, видимо, происходило следующим образом. Растворы с кремнием, имеющие высокий окислительный потенциал, циркулировали по полостям и пустотам еще незатвердевших биогенных доломитов. Участки, прилегающие к этим пустотам, попадали в зону активного окисления. По мнению Н. В. Рентгартен (1956), окисление, а затем разложение органического вещества приводит к высвобождению титана из сложных металлоорганических его соединений или его рассеянного состояния. Титан может тут же на месте образовывать лейкоксен.

При исследовании лейкоксеновой массы с большими увеличениями в ряде случаев было обнаружено, что она сложена многочисленными мелкими «глобулями», иногда слоистыми. Вполне вероятно, что «глобули» представляют собой лейкоксенизированные остатки каких-то бактерий, поедавших в начальные периоды окремнения остаточное органогенное вещество водорослей.

Фосфатизация. В прослоях биогенных доломитов, подвергшихся диагенетической перекристаллизации (последняя связана была видимо с окремнением прилегающих пород), органо-минеральная масса в ряде случаев замещена светло-коричневым фосфатом кальция.

Пиритизация. Случаи полной диагенетической пиритизации органо-минеральной массы чрезвычайно редки. Маломощные прослои с нацело пиритизированными сгустками в строматолитах и темными «лучами» в микрофитолитах приурочены к юсмастахской свите.

Итак, основная масса биогенных доломитов билляхской серии и стародеченской свиты, а следовательно, остаточное органическое вещество в них, хорошо сохранилось и не подверглось интенсивному диагенетическому преобразованию. В кремнистых и перекристалллизованных породах остаточное органическое вещество синезеленых водорослей замещено лейкоксеном, фосфатом кальция, пиритом.

При дальнейших преобразованиях пород в условиях катагенеза и гипергенеза пирит, лейкоксен, фосфат были перераспределены и выполнили стиллолиты, поры, трещины, образовав прожилки. В определенных условиях они могли бы образовать крупные скопления.

РОЛЬ ВОДОРОСЛЕЙ В ОТЛОЖЕНИИ КАРБОНАТНЫХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ПРОТЕРОЗОЯ

Водорослевые образования известны начиная с нижнего архея (Schopf, Barghorn, 1967), но наибольшее распространение они получают в карбонатных отложениях нижнего и особенно верхнего протерозоя. Они представлены строматолитами (слоистыми прикрепленными постройками столбчатой, желваковой или пластовой формы), онколитами (крупными концентрически-слоистыми неприкрепленными постройками, по структуре и происхождению аналогичными строматолитам), микроонколитами (мелкими, обычно 0,1—3 мм, образованиями с тонкой концентрически-сложной, радиально-лучистой, пузырчатой, редко трубчатой и первично-сгустковой микроструктурой) и различными сгустковыми образованиями.

Строматолиты и микроонколиты протерозоя были породообразующими в значительно более широком спектре фаций, чем аналогичные образования палеозоя и более поздних эпох. Сравнение верхнерифейского карбонатного шельфа Урало-Шпицбергенской области (миньярско-укские отложения Южного Урала и их возрастные аналоги на Тимане, Полюдовом кряже, Шпицбергене и в других районах — Раабен, Забродин, 1972) с палеозойскими эпейрическими шельфами Северной Америки (Irvin, 1965; Laporte, 1971; Motts, 1972; Young et al., 1972) показывает при общем сходстве характера и фаций этих шельфов очевидное преобладание верхнерифейских строматолитов в рифовых фациях подприливной и нижней части приливно-отливной зоны. Зарифовые фации широкой приливно-отливной полосы, надприливной зоны и защищенных рифом лагун нехарактерны для рассматриваемых миогеосинклинальных разрезов и отмечаются лишь в Северной Норвегии (White, 1969) и на Южном Урале — в верхней пачке миньярской свиты у пос. Шубино и у слияния рек Бол. Инзер и Ямашта. Для этих фаций характерны пластовые строматолиты и редкие биогермы мелких столбчатых строматолитов в ассоциации с тонкослоистыми доломитами, тонкими прослоями доларенитов и микробрекчий с примесью микроонколитов и кварцевых песков. Иногда наблюдаются трещины усыхания.

Для этих фаций наиболее характерны массивные рифовые тела, развитые на большой площади и слагающие пласты мощностью в десятки метров и почти целиком построенные столбчатыми строматолитами (на Полюдовом кряже и Шпицбергене до 150—300 м). Пространство между столбиками заполнено обломками строматолитовых слоев, карбонатных пород неясного генезиса и редкими микроонколитами. Рифы построены как параллельно-столбчатыми, так и тунгуссоидными (с различно ориентированными столбиками) строматолитами без ясных отличий этих двух типов по глубоководности. Отсутствие явно выраженных следов осушения и субаэрального выщелачивания не позволяет отнести эти рифы (имеющие, по-видимому, характер береговых) к более мелководным зонам осадконакопления.

Редкие караваеобразные биогермы столбчатых тунгуссоидных строматолитов присутствуют также в тонкослоистых карбонатных осадках более глубокой части шельфа, для которой при приближении к рифовым фациям характерны прослои известняково-доломитовых брекчий (с обломками строматолитов до 30 см) и «узорчатых» черно-белых брекчированных доломитов. Ниже строматолиты исчезают, появляются сингенетичный и переотложенный глауконит, что указывает на значительные (порядка первых сотен метров) глубины осадконакопления, отвечающие нижней части шельфа и, возможно, верхней части континентального склона (Milliman, 1972).

Если подавляющая часть строматолитовых построек приурочена к рифовым фациям, то микроонколиты распространены значительно шире, практически во всех фациях карбонатного шельфа. Некоторые группы микроонколитов тяготеют к определенным фациям, хотя, в отличие от крупных построек (строматолитов и онколитов), приходится учитывать большую вероятность их постседиментационного переноса и переотложения течениями преимущественно в более глубокие зоны шельфа и континентального склона (Milliman, 1972), а в случае турбидных течений — и в абиссаль (Davies, 1972, Castellarin, 1972).

Крупные (1—6 мм) концентрически-слоистые микроонколиты группы Osagia связаны с зонами сильных течений: с фациями каналов в строматолитовых рифах (что особенно хорошо выражено на Полюдовом кряже, где карманы и промоины в рифах, заполненные микроонколитовыми известняками и доломитами, иногда косослоистыми, достигают нескольких метров, и на Южном Тимане, где рифы по простиранию внезапно замещаются мощными, до 20 м, пачками микроонколитовых пород); с фацией подножья рифа (Южный Урал, о. Шпицберген — с хорошо выраженными брекчиями подножья и микроонколитовыми банками, отражающими, вероятно, деятельность прибрежных течений), а также находятся в сравнительно глубоководных зонах шельфа совместно с сингенетичным глауконитом, частично их замещающим, обычно над поверхностью размыва, связанного с морской трансгрессией (основание укской свиты Южного Урала). В последнем случае, по-видимому, материал переотложен из более мелководных зон шельфа укского времени или, может быть, вымыт частично из неконсолидированных осадков литорали, предшествовавших трансгрессии и в разрезе не сохранившихся. Мелкие концентрически-слоистые микрофитолиты с неясной слоистостью (Ambigolamellatus, Volgatella) находятся преимущественно в зарифовых фациях (верхи миньярской свиты).

Радиально-лучистые микроонколиты (*Radiosus, Asterosphaeroides* мелкие *Osagia* типа *O. crispa*) отчетливо тяготеют к тонкослоистым карбонатным породам нижней части шельфа и нигде не встречаются совместно с крупными концентрически-слоистыми формами (Южный Урал, Полюдов кряж, о. Шпицберген). Такое «раздельное» существование комплексов наблюдается и в сибирских разрезах (Журавлева, 1964; Хоментовский и др., 1972), где верхнерифейский радиозусовый комплекс резко отличается от среднерифейского и вендского (юдомского) озагиево-везикуляритовых, которые в целом, по-видимому, характеризуют заметно более мелководные, чем в верхнем рифее этих районов, условия. И действительно, если на Патомском нагорье в миогеосинклинальных разрезах господствуют *Radiosus* и *Asterosphaeroides*, то в сторону платформы они сменяются осадками с верхнерифейскими *Vesicularites* (Колосов, 1972; Хоментовский и др., 1972).

Пузырчатые микроонколиты группы *Vesicularites* распространены наиболее широко (практически во всех фациях карбонатного шельфа), хотя их количество, размеры и морфология стяжений различны в разных фациях. Наиболее обильны они, по-видимому, в подприливных фациях (каналы в рифах, некоторые рифы, подножье рифов), а в более глубокие части шельфов и в зарифовые осадки они могли заноситься течениями.

Сгустковые образования наиболее обильны в фациях подножья рифа, но встречаются также в некоторых рифах и зарифовых отложениях.

Водорослевое происхождение строматолитов и крупных онколитов сомнений не вызывает, хотя степень участия водорослей в их образовании трактуется различно. По-видимому, сочетается механическое осаждение материала псаммитовой и пелитовой фракций (наблюдаются прослои, обогащенные песчинками, микроонколитами, сгустками,

карбонатным детритом, переходящие в пространство между строматолитовыми столбиками) и биохимическое осаждение карбоната при изменении pH среды в результате фотосинтеза. Некоторые исследователи предполагают большую, часто решающую роль физиологического выделения карбонатов рифейскими водорослями — строматолитообразователями (Серебряков, 1971). Однако структуры, которые могут рассматриваться как собственно водорослевые, в строматолитах крайне редки — это участки тонких нитчатых, трубчатых, пузырчатых, сетчатых микроструктур, наблюдаемые при больших увеличениях (Раабен, Забродин, 1972).

Микроонколиты (или микрофитолиты) часто описываются, особенно в зарубежной литературе, как известковые оолиты и пизолиты. Однако такой их трактовке противоречат исключительная выдержанность морфологии элементов структуры и их количественных характеристик, разнообразие совместно встречающихся четко диагностируемых структур при отсутствии переходных типов, а также узкая стратиграфическая приуроченность ряда выделяемых формальных видов в удаленных районах и в разных фациях отложений (Раабен, Забродин, 1972).

В микроонколитах с радиально-лучистой структурой *(Radiosus, Asterosphaeroides)* темные лучи имеют отчетливую цилиндрическую форму при диаметре 3—33 мк и могут сопоставляться с нитями водорослей. При хорошей сохранности форм и лучи, и пространство между ними сложены скрытозернистым карбонатом, а шестоватые, радиально ориентированные кристаллы являются вторичными, развиваются между лучами и присутствуют не всегда. Лучи, таким образом, являются первичными элементами структуры микроонколита. Для концентрически-слоистых и некоторых радиально-лучистых микроонколитов отмечаются несомненные биоценотические желваки, образованные несколькими формальными видами структур, обволакивающих друг друга в разных сочетаниях (Раабен, Забродин, 1972), что, по В. П. Маслову (1952), является еще одним признаком их органического происхождения. В качестве механической примеси желваки могут включать другие микроонколиты, терригенный и карбонатный детрит: могла образовываться многослойная колония с единой структурой, но первый ее слой обволакивал или колонию другого вида или комок илистого осадка с заключенными в нем компонентами.

Среди пузырчатых микроонколитов можно предположительно выделить обрывки первичных строматолитовых структур и литифицированные плавающие или сезонно плавающие колонии водорослей. Значительные скопления последних в некоторых слоистых известняках объяснимы массовым цветением и отмиранием фитопланктона, сопровождаемым резким повышением pH (до 10—11) и садкой карбонатных минералов, что наблюдается при современных «красных приливах» в различных частях шельфа (de Buissonjé, 1972) и в лагунах (Shinner, 1963).

Сложнее обстоит дело с установлением генезиса сгустковых (*Nubecularites, Glebosites*) и неяснослоистых (*Volgatella, Ambigulamellatus, Tunicatella*) форм микроонколитов. При сравнении с современными карбонатными образованиями (Радионова, 1972) первые могут рассматриваться как продукты микритизации (грануляции) обломков строматолитовых построек и микроонколитов, а также другого карбонатного детрита, а вторые — как результат чередования процессов отложения карбоната и грануляции (*Volgatella*) или как начальные стадии грануляции концентрически-слоистых микроонколитов (*Tunicatella, Ambigolamellatus*). Одним из основных агентов микритизации в современных водоемах являются водоросли (Perkins, Halsey, 1971; Alexandersson, 1972 и др.), а то, что микритизация приурочена глав-

ным образом к глубинам менее 25 м, хорошо согласуется с наблюдаемой на верхнерифейском шельфе приуроченностью сгустковых и неяснослоистых микроонколитов к наиболее мелководным фациям. Аналогичное наблюдение было сделано и для юдомской свиты (венд) Юдомо-Майского прогиба (Семихатов и др., 1970).

Таким образом, карбонатные формации верхнепротерозойского шельфа в значительной степени сложены водорослевыми постройками, их обломками и микритом водорослевого происхождения. Более того, как показала электронная микроскопия современных карбонатных илов Багамской банки, практически весь диагностируемый материал фракции 4—62 мк имеет биологическое, преимущественно водорослевое происхождение, при известной роли бактерий и скелетной фауны (Stieglitz, 1972). Водоросли и в настоящее время (Ladd, 1971; Husseini, Matthews, 1972 и др.), и в более древние эпохи фанерозоя играли значительную роль в карбонатоосаждении. В протерозое их роль могла быть еще большей. С деятельностью синезеленых водорослей могло быть связано и осаждение высокомагнезиальных карбонатных пород, обычных в фациях открытого нормально-соленого моря позднего докембрия и раннего палеозоя (Zenger, 1972). Так, в экспериментах, проведенных в СССР (Белобородова и др., 1972), этот процесс наблюдался при солености 35 г/л и температуре 20—22° С уже при pH 8,3—8,5, причем присутствие органического вещества делало выпадение доломита (возможно, речь идет о протодоломите — Zenger, 1972) более устойчивым. Достижение таких величин pH, как известно (Shinner, 1963; de Buissonjé, 1972), обычно для современных водоемов, и, кроме цветения водорослей, доломитизированию должны были способствовать бедность протерозойской атмосферы кислородом и возможное присутствие в ней небольших количеств аммиака. Последний вместе с метаном и сероводородом мог также появляться при гниении водорослей в бедной кислородом среде (Mc Cunn, 1972; de Buissonjé, 1972) при одновременном возрастании щелочности среды.

Магний концентрируется также в слизистых чехлах синезеленых водорослей (Gebelein, Hoffman, 1969) и в итоге увеличивает доломитовость конечных карбонатных пород. Подавляющее развитие водорослевых образований в протерозое и большое распространение доломитовых фаций открытого моря позволяют утверждать, что не только известняки, но и доломиты шельфов протерозоя (возникшие при диагенетических и эпигенетических изменениях высокомагнезиальных кальцитовых известняков — Zenger, 1972) по своему генезису отличаются от связанных преимущественно с эвапоритовыми толщами доломитов верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

БИОФОССИЛИИ ДОКЕМБРИЯ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Интерес к изучению органогенной составляющей докембрийских отложений связан, прежде всего, с огромным значением живого вещества в процессах гипергенеза, осадкообразования и концентрации полезных ископаемых. Значение и распространение биогенного углерода в парапородах архея и протерозоя были убедительно показаны в работах А. В. Сидоренко (1969, 1972), А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко (1971). Косвенным доказательством широкого развития фотосинтезирующей растительности являются данные об интенсивном разделении изотопов серы 3 млрд. лет назад. Этот процесс происходит при окислительно-восстановительных реакциях и достаточно высоком содержании свободного кислорода в атмосфере (Виноградов, Иванов и др., 1969).

Первые находки биологически определимых водорослеподобных микроископаемых из пород раннего докембрия были сделаны Я. Шоп-

фом и Э. Баргхорном в 1967 г., а также А. Энгель, Б. Нэги и др. в 1968 г. в породах системы Свазиленд Южной Африки, возраст которых определен радиогенным методом в 3,1—3,3 млрд. лет. Бактериальные, нитчатые и сфероидальные водорослеподобные организмы были обнаружены в тонких шлифах, изготовленных из черных кремнистых сланцев серии Фиг-Три, углеродистая фракция которых показала присутствие алканов углеводорода — пристана и фитана. Хроматограмма экстрагированных углеводородов из пород нижележащей серии Онферваxт соответствует биологически активным веществам (Кальвин, 1971).

Значительно более разнообразные биофоссилии были установлены в отложениях формации Ганфлинт Северной Америки (Barghoorn, Iyler, 1965). Абсолютный возраст пород формации 1,9 млрд. лет. Описано 12 видов микроорганизмов, относящихся к 8 родам. Палеобиологическое изучение в тонких шлифах сопровождалось также и палеобиохимическими исследованиями, позволившими отнести эти микроорганизмы к фотосинтезирующим предкам синезеленых водорослей.

Таким образом, применение метода тонких шлифов позволило исследователям показать присутствие примитивных организмов в породах докембрия возрастом 2,0—3,3 млрд. лет. Этот метод дает гарантию от контаминации, но в то же время ограничивает исследователя изучением крайне малого объема породы (площадь шлифа). Палеобиохимические данные относятся не к конкретному организму, а к органическому веществу, которое содержится в породе и представляет собой диспергированную смесь. Наиболее достоверными в этом случае были бы данные палеобиохимии и различных физико-химических методов, полученные по концентрату конкретных морфологически выраженных биофоссилий, а в лучшем случае по отдельному индивиду (микрозондирование). Проведение такого рода комплексных исследований и их достоверность ограничены необходимостью нахождения достаточного количества биофоссилий.

В последние годы, благодаря разработанной новой методике, нами установлена новая группа ископаемого фитопланктона (семейство Menneriaceae, род *Menneria*), представители которой распространены начиная с пород раннего докембрия и до карбона включительно (Лопухин и др., 1971). При этом морфологические особенности этих биофоссилий, наблюдаемые под световым микроскопом, претерпевали сравнительно незначительные изменения во времени.

Удельный вес установленных биофоссилий оказался близким к 1, что позволяет сепарировать их в дистиллированной воде и даже в этаноле, сочетая процесс разделения с тонким химическим препарированием. Под микроскопом эти биофоссилии представляют собой уплощенно-сфероидальные, дисковидные микрообразования, округлые либо неправильных очертаний, обычно со складками смятия или рубцевидными утолщениями. Размер биофоссилий варьирует от 5 до 400 мк, преимущественно 20—100 мк. При увеличении свыше 1000 их поверхность представляется хорошо выраженной равномернозернистой. Размер отдельной гранулы (структурного элемента) порядка 1 мк. Не исключено, что гранулы представляют собой отдельные ультрамикроскопические клетки. В этом случае описываемые микрообразования могут рассматриваться как колониальные организмы. Они характеризуются также значительной хрупкостью и сравнительно легко разрушаются при жестком режиме мацерации пробы, распадаясь на отдельные гранулы и обрывки. При изготовлении препаратов рассеянные гранулы, попадая в воздушные пузырьки, образуют иногда псевдосферы, которые при малых увеличениях микроскопа могут ввести в заблуждение неопытного наблюдателя. Целые формы, несмотря на хрупкость, при достаточной осторожности могут быть извлечены методом поштучного отбора в отдельный препарат и при необходимости повернуты и зафиксированы

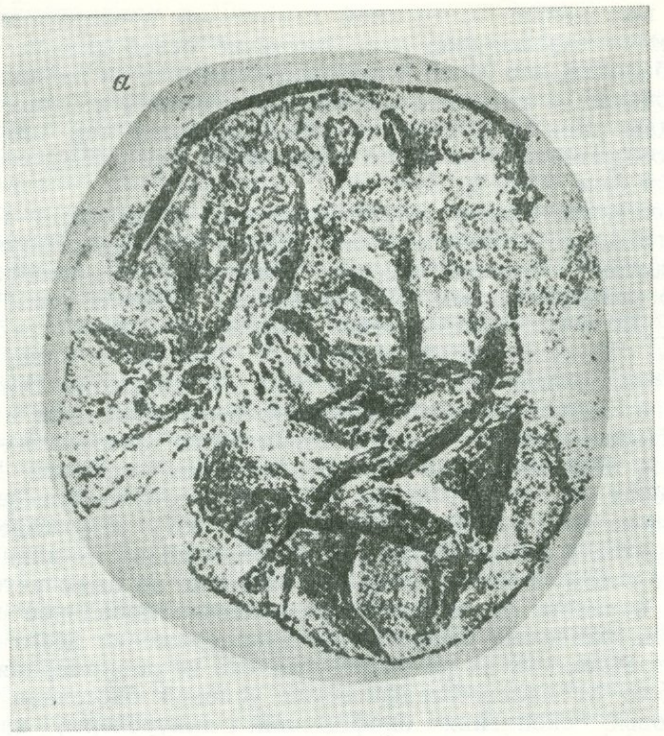
в нужном положении. При тонком химическом препарировании нередко отмечаются экземпляры, лишь частично освободившиеся от минеральной оболочки, что лишний раз подтверждает их нахождение in situ. Приуроченность рассматриваемых биофоссилий к первично осадочным породам раннего докембрия доказана более чем 100 анализами на каменном материале из архея Алданского, Балтийского и Индостанского щитов (рис. 57 а, б, в).

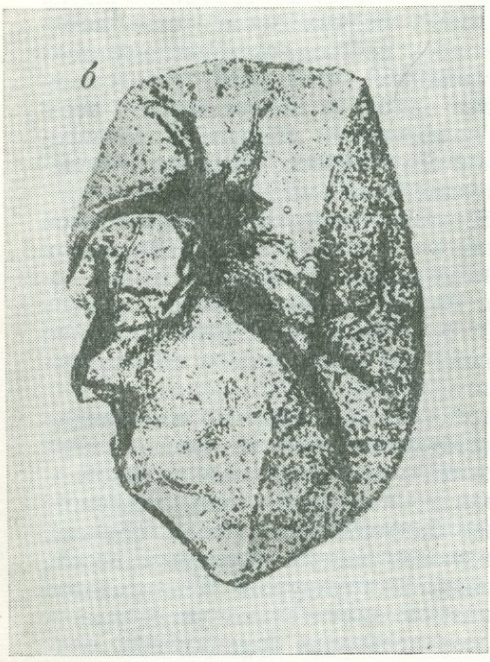
В отложениях протерозоя биофоссилии установлены в ряде свит Балтийского щита, в Северном Тянь-Шане, в кремнях формации Ганфлинт Северной Америки. Массовое количество их наблюдается в рифее Сибирской платформы (Чекуровка), в рифее и венде Северной Монголии (Хубсугул), Казахстана, Киргизии, Узбекистана, Русской платформы, Приднестровья, синеклизы Таудени в Северо-Западной Африке. Установлены они также в породах формации Биттер-Спринг в Австралии. Аналогичные биофоссилии были выделены из фтанитов бриовера Нормандии М. Робло, которой была показана их растительная природа. Для этой цели использовался специальный микрозонд, а также метод изотопии углерода. М. Робло предложила для этих остатков название Hymenophacides (Roblot, 1967). К сожалению, работа М. Робло была получена нами после опубликования данных по роду *Menneria* и потому предложенное ею название не было учтено.

Таким образом, установлено практически глобальное распространение рассматриваемых биофоссилий на протяжении всего докембрия. Однако встречаемость их по разрезу далеко не равномерная и зависит прежде всего от палеогеографических условий бассейнов седиментации. Массовые скопления биофоссилий приурочены, как правило, к темноокрашенным битуминозным карбонатным породам, к углисто-кремнистым и углисто-глинистым сланцам и обычно сопровождаются повышенными концентрациями некоторых редких элементов. Значительное количество биофоссилий удавалось наблюдать в цементе конгломератов, в алевролитах, кварцитовидных песчаниках. Пересыщены ими породы типа шунгитов. В архее наиболее интересными в этом отношении оказались кальцифиры и графитистые породы. Параамфиболиты содержат редкие формы плохой сохранности, аналогично зеленоцветным филлитовидным сланцам позднего докембрия.

Представляется логичным, что развитие микроскопической водной растительности в докембрии подчинялось тем же закономерностям и контролировалось теми же факторами, которые определяют жизнь современного фитопланктона. Сведения, приведенные по этому вопросу в работах В. Г. Богорова (1971) и О. К. Бордовского (1971) хорошо согласуются с теми данными, которыми мы располагаем об ископаемых предках современных водорослей.

Морфологическое изучение биофоссилий показало, что в первично осадочных породах раннего докембрия существовало по крайней мере три формы проявления примитивной жизни: сфероидальные, лентовидные и нитчатые микроскопические планктонные организмы (возможно колонии), не считая выявленных ранее бактериальных форм (Schopf, Barghoorn, 1967). Все они характеризуются малым удельным весом, близким к 1, и зернистой (колониальной?) структурой. В протерозое разнообразие фитопланктонных организмов значительно увеличивается и в позднем докембрии они образуют несколько группировок, описываемых в настоящее время большинством исследователей в составе группы Acritarcha. Для них характерно более сложное строение и увеличение удельного веса, что определяет необходимость применения иного метода их выделения (Лопухин и др., 1971). Параллельно с акритархами продолжали существовать и более просто организованные организмы, в частности представители рода *Menneria,* явно превалировавшие в количественном отношении. Это было установлено на мате-





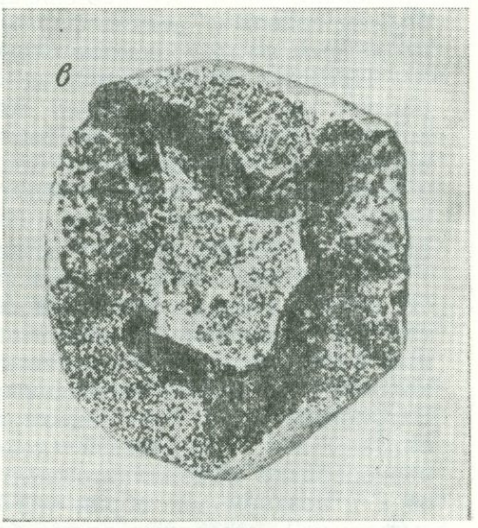


Рис. 57. Биогенные остатки из первично-осадочных пород иенгрской серии архея Алданского щита (кальцифиры, каменный материал Г. Б. Гиммельфарба)

а — Menneria primaeva Lopuchin, sp. nov., размер 400 мк, структура зернистая, наблюдаются рубцевидные складки, цвет желтовато-серый; *б — Menneria primaeva* Lopuchin, sp. nov., размер 350 мк, структура зернистая плотная, край подвернут, наблюдаются рубцевидные складки, цвет желтовато-серый. *в — Menneria* ex gr *granosa* Lopuchin, размер 140 мк

риалах из рифея Сибирской и Русской платформ и Северного Тянь-Шаня при применении разных методов сепарации.

В настоящее время в качестве рабочей гипотезы нами выдвигается предположение, что рассмотренные биофоссилии семейства Menneriaceae являлись первыми фотосинтезирующими организмами Земли, которые отличались высокой продуктивностью воспроизведения, имели глобальное распространение и на протяжении всего докембрия являлись основными продуцентами органического вещества. В процессе жизнедеятельности они создавали кислородсодержащую атмосферу, обеспечивания тем самым возможность появления более сложных организмов.

ФИТОГЕННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ РИФЕЯ

Среди биогенных образований докембрия особое место занимают строматолиты и микрофитолиты, которые обычно рассматриваются как продукт жизнедеятельности низших растений, в первую очередь синезеленых водорослей. Для строматолитов и крупных онколитов это положение не вызывает сомнений и хорошо согласуется с данными по современным водорослевым постройкам того же типа (Black, 1933; Logan et al., 1964 и др.). Более гипотетичной является природа мелких оолитоподобных онколитов и некоторых катаграфий, лишенных отчетливых биогенных признаков (Радионова, 1972 и др.).

В сложении древних фитогенных образовний, как это подчеркивалось многими исследователями, может участвовать карбонат обломочного, химического и биогенного происхождения. Имеющиеся данные позволяют думать, что в большинстве рифейских, особенно столбчатых строматолитов, фитогенный материал играет значительную, а иногда и главенствующую роль (Королюк, 1963; Комар, 1966; Серебряков, 1971а и др.). Наиболее ярко это проявляется в тех случаях, когда карбонатные строматолиты, сохраняющие присущие им текстурно-структурные особенности, формировались одновременно с накоплением вмещающих их бескарбонатных песчано-алевритовых (Комар, 1966; Семихатов и др., 1970) или глинистых осадков. Все это заставляет считать, что рифейские строматолиты по механизму своего образования существенно отличались от своих современных литоральных и сублиторальных аналогов. Ведущим механизмом образования последних является, как известно (Logan et al., 1964; Gebelein, 1969; и др.), пассивное улавливание водорослевыми дерновинками разнородного механического осадка, а процессы водорослевого карбонатонакопления устанавливаются только в супралиторальных и пресноводных строматолитах. Существенно также то, что незначительная прижизненная высота биогермов, лишь в редких случаях превышавшая первые десятки сантиметров, не позволяет трактовать их как ископаемые рифы.

Рифейские строматолиты и микрофитолиты обычно являются породообразующими и слагают слои, линзы, неправильной формы тела и толщи различной, часто значительной мощности. Эти породы обладают определенными структурно-текстурными особенностями и спецификой залегания, что позволяет объединить их в особый тип — фитогенные карбонатные породы. Наиболее широко они развиты в платформенных разрезах, где нередко слагают до 60—80% общего объема карбонатных отложений. Суммарная мощность только строматолитовых пластов и пачек в средне- и верхнерифейских отложениях Туруханского района превышает 1000 м. Площади развития фитогенных пород также весьма значительны и даже в современном срезе часто составляют десятки тысяч квадратных километров (например, строматолиты малгинской, ципандинской, нерюенской и игниканской свит Учуро-Майского района).

Сравнивая относительную роль строматолитовых пород в одновозрастных рифейских толщах, накапливавшихся в различных палеотектонических зонах (разрезы Анабарского массива, Оленекского поднятия, Туруханского района, различных зон Енисейского кряжа и Учуро-Майского района), можно видеть, что в направлении от внутренних частей Сибирской платформы к ее периферии и далее в обрамляющие ее прогибы количество этих пород постепенно сокращается (рис. 58). Одновременно происходит общее увеличение мощности рифейских отложений, главным образом за счет некарбонатных, а иногда и хемогенных карбонатных (Юдомо-Майский прогиб) осадков. Дальнейшее уменьшение роли строматолитовых пород наблюдается во внутренних зонах геосинклиналей, где они резко подчинены другим типам карбонатных отложений (например, Алтае-Саянская область). Сходная закономерность размещения строматолитов, хотя и менее полно, вырисовывается в разновозрастных отложениях многих других районов, например, в среднерифейской серии Белт Скалистых гор (McKelvey, 1968), в надсерии Грейт-Слейв, в сериях Голуберн и Эпуорт афебия (нижнего протерозоя) северо-западной части Канадского щита (Hoffman et al., 1971) и т. д. Подобная же тенденция структурной приуроченности намечается и для микрофитолитовых пород Сибири.

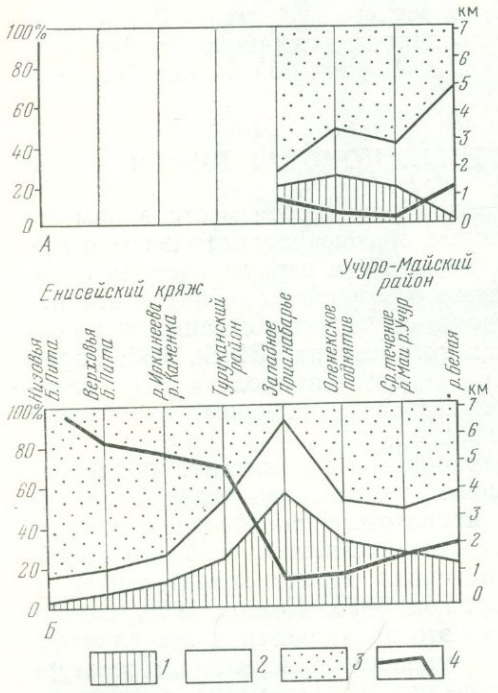


Рис. 58. Относительная роль строматолитовых пород в некоторых разрезах рифея Сибири (в %)

А — нижний рифей; Б — средний рифей и нижняя часть верхнего рифея: *1* — строматолитовые карбонатные породы; *2* — нестроматолитовые карбонатные породы; *3* — некарбонатные породы; *4* — суммарная мощность отложений (км)

Видимый разрез среднего рифея Туруханского района при подсчетах условно подстроен терригенной толщей, отвечающей по мощности горбилокской и удерейской свитам восточной части Енисейского кряжа

Экстраполируя на древние строматолиты данные по их современным аналогам, многие исследователи (особенно зарубежные) считают эти постройки типичными образованиями литорали. На этом основано использование строматолитов a priori как индикаторов ископаемой приливно-отливной зоны. Между тем, таким воззрениям противоречат как результаты изучения современных сублиторальных строматолитов * (Ginsburg, 1960; Monty, 1971; Gebelein, 1969 и др.), так и ряд данных по древним фитогенным постройкам (Серебряков, 1971 а, б; Walter, 1972; Bertrand — Sarfati, 1972 и др.).

С представлениями об литоральной природе рифейских строматолитов плохо согласуется уже сама широта их распространения в бассейнах, резко контрастирующая с локальным развитием современных водорослевых построек. Отдельные особенности древних строматолитов также сближают их скорее с современными сублиторальными, чем литоральными образованиями. Важнейшими среди таких особенностей являются отсутствие следов сильной эрозии боковой поверхности ри-

* По мнению К. Монти, современные строматолиты не должны быть редкостью на глубинах 30—150 м (Monty, 1971).

фейских столбчатых строматолитов, выдержанность их микроструктуры по всему разрезу биогерма вне зависимости от его прижизненной высоты, отсутствие или крайняя редкость трещин усыхания и других следов периодического осушения на строматолитах. Важно подчеркнуть, что если даже такие следы и присутствуют в строматолитсодержащих толщах, они приурочены не к собственно строматолитовым телам, а к прослоям разделяющих их нестроматолитовых пород (Rezak, 1957; Walter, 1972 и др.).

Важное значение для определения места рифейских фитогенных пород в ряду других осадочных образований имеет анализ их положения в ритмах и циклах разного порядка. Внутри полно развитых осадочных ритмов строматолитовые и микрофитолитовые карбонаты занимают достаточно определенное место между разнообразными обломочными (терригенными и карбонатными) породами, с одной стороны, и хемогенными известняками и доломитами — с другой (Серебряков, 1971б). При этом онколитовые разности часто несколько сдвинуты в сторону обломочных членов этого ряда. Такое положение фитолитов не зависит ни от направления смены пород в ритме (трансгрессивного, трансгрессивно-регрессивного или регрессивного), ни от возраста отложений. Примеры подобных ритмов наблюдались нами в разновозрастных толщах рифея Анабарского массива, Учуро-Майского и Туруханского районов, Патомского нагорья, а также в лебедянской свите фамена Центрального девонского поля. Сходное положение занимают фитолиты и в некоторых других ритмичных толщах фанерозоя (Королюк, 1966; Szulczewski, 1968 и др.), а также в более крупных осадочных циклах разного возраста (Махлаев, 1966; Семихатов и др., 1970 и др.).

Таким образом, исходя из закона Головкинского — Вальтера, можно думать, что зоны развития древних фитогенных образований обычно отделялись от берега полосой накопления кластогенных осадков, а в глубь бассейна сменялись областью хемогенного осадконакопления. Та же латеральная последовательность пород иногда устанавливается при анализе положения фитолитов в относительно крупных литостратиграфических подразделениях (свитах, подсвитах) позднего докембрия (Семихатов и др., 1970; Bertrand-Sarfati, 1972). Еще более четко подобное размещение фациальных зон отражено на палеогеографических реконструкциях для некоторых палеозойских бассейнов (Маслов, 1966; Махлаев, 1966). Сумма приведенных фактов свидетельствует о том, что многие древние, и в том числе основная масса рифейских строматолитов, сформировались в сублиторальной обстановке. Роль литоральных форм (например, строматолитов, несущих трещины усыхания) в докембрии была, очевидно, незначительной. Лишь в фанерозое, по мере прогрессирующего вытеснения строматолитообразующих водорослей поедавшими их и разрушавшими постройки животными в специфические, менее благоприятные экологические ниши (Ginsburg, 1960; Махлаев, 1966; Awramik, 1971), значение литоральных фитогенных образований, по-видимому, постепенно возрастало.

Итак, мы не имеем основания считать, что фитолиты занимали огромные площади на сублиторали рифейских бассейнов. Их развитие было ограничено пределами зоны фотосинтеза, но в этих пределах они формировались в широком диапазоне условий. Это подтверждается ассоциацией фитогенных пород с самыми разнообразными типами отложений, которые отражают различные обстановки осадконакопления. Наиболее отчетливо это устанавливается при анализе пород, вмещающих строматолиты (Крылов, 1963; Семихатов и др., 1970; Walter, 1972 и др.). Так, один и тот же формальный вид строматолитов может быть встречен как среди грубых косослоистых песчаников, так и среди горизонтальнослоистых и массивных глинистых доломитов или изве-

стняков. Поэтому выводы об условиях осадконакопления, сделанные на основании одних фитогенных пород в отрыве от комплекса других литологических данных, могут оказаться ошибочными.

Анализируя место фитогенных пород среди различных типов осадочных образований, мы уже отмечали типичный для рифейских платформ и миогеосинклиналей фациальный ряд карбонатных отложений: обломочные и песчаные — микрофитолитовые и строматолитовые — хемогенные. Для средней части этого ряда характерен еще один своеобразный тип пород, которые можно назвать фитокластическими. Фитокластиты, представляющие собой частный случай эндокластических (интракластических, по Р. Фолку) образований, сложены главным образом плоскими обломками строматолитовых слоев. Эти породы сла-

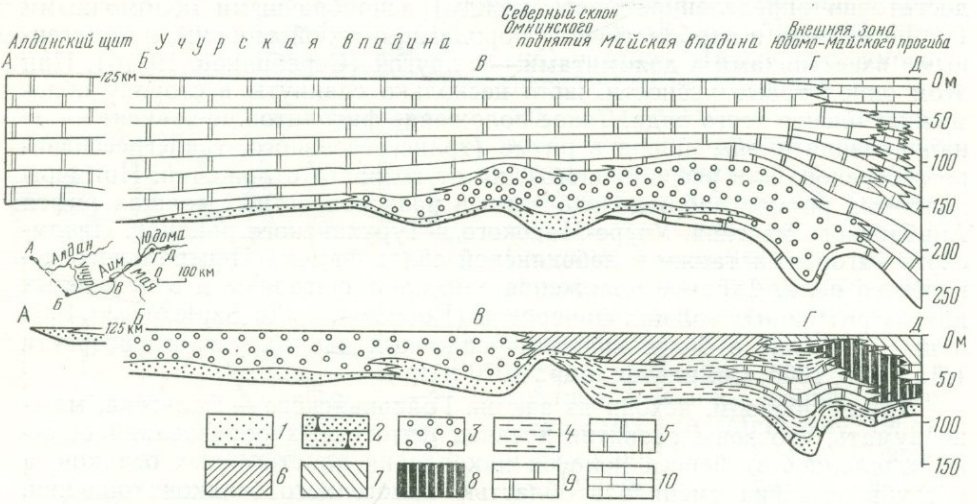


Рис. 59. Схематизированные литолого-фациальные профили нижней и верхней подсвит юдомской свиты

1 — кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники и гравелиты с подчиненными песчанистыми и онколитовыми доломитами; *2* — кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники с подчиненными гравелитами, алевролитами и аргиллитами; *3* — сложное ритмичное чередование преобладающих микрофитолитовых доломитов со строматолитами, зернистыми и песчанистыми доломитами и песчаниками; *4* — аргиллиты, глинистые и неясно-зернистые доломиты с редкими линзами песчаников, строматолитовых и микрофитолитовых доломитов; *5* — неясно-зернистые доломиты с прослоями аргиллитов, песчанистых и микрофитолитовых доломитов; *6* — битуминозные и глинистые доломиты с редкими строматолитами, прослоями аргиллитов, алевролитов и песчаников; *7* — битуминозные известняки; *8* — пестроцветные кремнистые и глинистые доломиты, аргиллиты и кремнистые аргиллиты с подчиненными фитогенными и песчанистыми доломитами; *9* — ясно-зернистые доломиты с единичными строматолитами и микрофитолитами; *10* — неясно-зернистые известняки с глауконитом

гают линзы, пласты, неправильной формы тела и шлейфы, ассоциирующие со строматолитовыми биогермами. Их образование может быть связано со своеобразной «десквамацией» формирующихся строматолитовых построек, которая, видимо, является одним из механизмов, регулирующих равновесие между скоростью образования строматолитов и скоростью осадконакопления.

Перечисленные типы пород, а также терригенные отложения, сложно, обычно ритмично перемежаясь в разрезах и сменяя друг друга по латерали и вертикали, образуют устойчивую парагенетическую ассоциацию, которая может быть обособлена как самостоятельная фитолитовая формация. Ее определяющими членами являются фитогенные карбонатные породы и фитокластиты. Разнообразные хемогенные известняки и доломиты, глинистые, песчано-алевритовые, а иногда и псефитовые обломочные породы различного состава представляют собой аллофильные (по Н. С. Шатскому, 1960) члены фитолитовой формации. Ограничимся лишь двумя частными примерами этой формации.

В каждой из двух подсвит юдомской свиты четко обособляются крупные формационные линзы сходного строения (рис. 59). Они сло-

жены ритмично чередующимися микрофитолитовыми, строматолитовыми, песчанистыми и хемогенными доломитами и песчаниками. Характерны быстрая латеральная и вертикальная изменчивость строения толщ, обилие признаков внутриформационных перерывов и подводных размывов (Семихатов и др., 1970). Позднеюдомская фитолитовая формация располагается вокруг зоны Омнинского поднятия. В стороны от поднятия и вверх по разрезу ее сменяют массивные яснозернистые доломиты, практически лишенные терригенной примеси и фитогенных образований. Формация имеет симметричное строение, выраженное в постепенном сокращении к периферии роли песчаных, строматолитовых и онколитовых пород и в увеличении количества хемогенных доломитов. Наиболее резкие изменения ее строения происходят в восточной части линзы, в зоне сочленения Учуро-Майской плиты и Юдомо-Майского прогиба. Здесь из состава рассматриваемой фации почти совсем исчезают онколитовые и строматолитовые породы и среди фитогенных образований сохраняются только катаграфиевые разности. Относительно широкий ареал их распространения, по-видимому, связан с разносом катаграфий течениями.

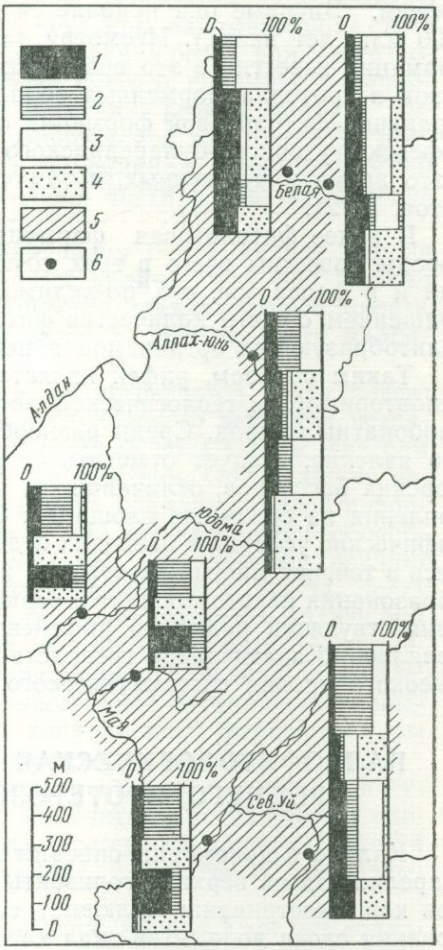


Рис. 60. Относительная роль различных типов пород лахандинской серии

1—3 — карбонатные породы (*1* — строматолитовые, *2* — микрофитолитовые, фитокластические и обломочные, *3* — другие типы пород); *4* — терригенные породы; *5* — площадь развития лахандинской серии в современном срезе; *6* — местоположение разрезов, изображенных на диаграммах. Высота колонок пропорциональна мощности разрезов (в м)

Раннеюдомская фитолитовая формация образовалась в плоской Учурской впадине, располагавшейся между Алданским щитом на западе и Омнинским поднятием на востоке. Она имеет асимметричное строение, связанное с более интенсивным приносом обломочного материала со стороны Алданского щита и с расклиниванием слагающих ее толщ на востоке глинистыми доломитами (см. рис. 60).

Примером более крупной, также асимметричной фитолитовой формации может служить лахандинская серия Учуро-Майского района. На рис. 60 видно, что фитогенные породы широко представлены во всех стратиграфических подразделениях серии, а в некоторых из них играют ведущую роль. Асимметрия формации выражена преимущественно в изменении относительной роли нефитолитовых пород. К востоку, в направлении от Учуро-Майской плиты в глубь Юдомо-Майского прогиба, одновременно с увеличением мощности серии несколько сокращается значение пелитовых осадков и заметно возрастает роль хемогенных, главным образом битуминозных доломитов и известняков.

Фитолитовая формация является важнейшей карбонатной формацией рифея. Она доминирует среди платформенных и миогеосинкли-

нальных формаций этой группы в Восточной Сибири, на Урале, на Шпицбергене, в Северной Африке и ряде других мест. Лишь в некоторых областях (например, в Северной Америке) рассматриваемая формация имеет ограниченное распространение при общем незначительном развитии карбонатных пород. Причина этого во многом неясна.

Время распространения фитолитовой формации не ограничивается рифеем. Впервые она появляется в средней части афебия (2300—1900 млн. лет назад). Несмотря на сравнительную редкость, данная формация известна в это время уже на всех континентах, главным образом в протоплатформенных областях. В конце афебия ареал распространения фитолитовой формации сужается, так как складчатость свекофенско-гудзонско-буларенидского возраста определила господство в это время кластогенных, в том числе молассовых формаций (Семихатов, 1972).

В архее фитолитовая формация отсутствует, а сами фитогенные породы известны всего в трех точках земного шара. Нет этой формации и в фанерозое, что, по-видимому, связано с прогрессирующим сокращением общего количества фитогенных пород и с вытеснением фитолитобразующих организмов в неблагоприятные экологические ниши.

Таким образом, рифей является временем чрезвычайно широкого, неповторимого в геологической летописи распространения фитогенных карбонатных пород. Среди разнообразных причин, могущих объяснить это явление, следует отметить существование обширных мелководных морских бассейнов, отличавшихся стабильностью обстановок осадконакопления на огромных площадях. Относительно постоянные палеогеографические условия в пределах отдельных зон в рифее нередко сохранялись в течение многих десятков, а иногда и сотен миллионов лет (время образования некоторых свит и серий). Однако главной причиной, благоприятствующей развитию рифейских фитогенных пород, по-видимому, являлось безраздельное господство низших растений, достигших уже высокого уровня систематического разнообразия и массовости.

ПАЛЕОФИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАЛИЧЕ СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ (ЯТУЛИЯ) КАРЕЛИИ

Каличе в докембрии описаны пока, по-видимому, только в ятулии Карелии. Здесь верхние горизонты некоторых наиболее полных разрезов кор выветривания (элювий) содержат карбонаты вплоть до образования слоев доломитов типа каличе, залегающих между элювием коры выветривания и кластическими породами, как отмечено В. А. Соколовым и Л. П. Галдобиной.

Карбонатные коры (каличе) — образования, достаточно часто встречающиеся в современных пустынных и полупустынных условиях. Они образуются на суше, в жарких, но недостаточно влажных районах, когда карбонаты, высвобождающиеся при гипергенном разложении пород, выносятся грунтовыми водами и осаждаются при их испарении на поверхности, образуя карбонатную корку, содержащую обычно лишь обломки кварца. Таким образом, каличе являются образованием солончакового типа (Сидоренко, 1958, 1959; Bertz, 1949; McKee, 1954). Находка докембрийских почвенных образований открывает возможность изучить характер участия органического вещества и организмов в гипергенных процессах того времени.

Каличе изучались нами в нескольких районах: в двух пунктах на оз. Ватулма и на островах Лехта и Чапан-шари (оз. Сег-озеро). Карбонатные коры имеют мощность до 1 м и сложены преимущественно белым, серым или розоватым доломитом, окраска последнего связана с присутствием соединений марганца. Доломит неравномернозер-

нистый, чаще — мелкозернистый, содержит жилки кальцита, многочисленные зерна гранитного кварца, а иногда и мелкую дресву сильно измененных выветриванием гранитов. В шлифе видны следы замещения доломитом практически всех некарбонатных минералов. Зерна карбонатов встречаются и в самой коре выветривания, причем количество их заметно увеличивается к ее верхним горизонтам. В доломитах каличе иногда встречаются своеобразные текстуры, напоминающие строматолитовые образования. Нижняя граница каличе более или менее постепенная, обусловленная переходом почти чистого доломита к карбонатизированному гранитному элювию, верхняя — резкая, часто с заметными следами размыва. Каличе формировались не только на ровной, горизонтальной поверхности, но и на склонах возвышенностей (что видно, например, в обнажении северной части о. Лехта), причем формирование часто шло в несколько стадий.

По отношению Fe_2O_3 к FeO, составляющему 1—0,7, каличе ятулия отличаются от фанерозойских доломитовых каличе, где оно обычно больше единицы (2,5—2,8), однако количество трехвалентного железа может варьировать и нередко увеличивается к верхней части карбонатной коры (Сидоренко, 1959).

Тонкодисперсное органическое вещество встречается почти повсеместно — от следов до 3—5%. Частицы органического вещества встречаются и в самой коре выветривания на глубине до 1,5—2 м, где они приурочены к трещинкам, выполненным карбонатом. Органическое вещество иногда образует в доломите скопления, локализующиеся в форме маломощных слоев, округлых сгустков или остроугольных обособлений, напоминающих обломки брекчии. Слой, обогащенный органическим веществом, был встречен, например, в каличе о. Лехта. Здесь этот слой имеет мощность около 2—5 см, располагается вблизи поверхности коры выветривания гранитов и сложен доломитом темно-серого цвета. Изучение шлифов и полированных образцов показало, что в доломите присутствует не только рассеянное органическое вещество, но и микрофитофоссилии, а также неправильной формы тела коричневого цвета и, по-видимому, многоклеточного строения.

Поскольку до сих пор предполагалось, что жизнь возникла на суше в значительно более поздние эпохи, мы считаем необходимым специально остановиться на доказательствах, во-первых, одновременности образования органических остатков и каличе, и, во-вторых, их наземного происхождения.

Как показал палеофитологический анализ, каличе Карелии содержат многочисленные микрофитофоссилии, среди которых определены: *Protosphaeridium densum* Tim., *Protosphaeridiuocis* Tim., *Protosphaeridium* sp., *Trematoosphaeridium* sp., *Pterospermopsimorpha* sp., *Stictosphaeridium* sp., матово-черные и коричнево-черные силуэтные округлые формы, а также желто-коричневые обрывки растительных пленок. Перечисленные микрофитофоссилии характерны для среднего и верхнего протерозоя.

Продукты размыва каличе в виде пелитоморфной карбонатной примеси в аргиллитах и обломков карбонатов в алевропелитах и псаммитах широко распространены во всем разрезе ятулия. Несомненно, что процессы корообразования и накопления карбонатов каличе существовали и развивались непрерывно, в течение всего времени накопления осадков ятулия. Обломки доломитов в песчаниках и особенно в гравелитах часто содержат рассеянное органическое вещество. Вероятно, именно наличие разлагающихся органических соединений в песчаниках является причиной исчезновения красных и розовых окрасок аргиллитов и алевролитов у контакта с песчаниками и появление на границе с ними зон (часто причудливой формы) светло-зеленого или зеленого цвета. Рассеянное органическое вещество часто хорошо сохра-

няется в крупных обломках — гравелитовой и конгломератовой размерности. Доломиты из галек идентичны доломитам каличе по своим структурным особенностям, наличию характерного «гранитного» кварца, повышенному содержанию марганца, идентичному содержанию марганца в качестве и, наконец, по наличию тонкодисперсного органического вещества. Очевидно, что органические соединения содержались в каличе еще до момента размыва карбонатных кор и переотложения продуктов размыва в осадках ятулия. Можно было бы предположить эоловый вынос материала из области морских строматолитовых отмелей в область суши. Палеофитологический анализ доломитов о. Олений на Ладожском озере (морские фации ятулия) показал, что здесь микрофитофоссилии представлены формами: *Protospaeridium flexuosum* Tim., *Stictosphaeridium implexum* Tim., *Stictosphaeridium pectinale* Tim., редкими «бодайбиниями», матово-черными округлыми силуэтными формами (неопределимыми сфероморфидами) и такого же цвета угловатыми обломками углистых пленок. Сопоставление этого комплекса с комплексом, характерным для каличе, показывает как некоторое сходство их, так и вполне определенные различия. Но данные хроматографического анализа гидролизатов органического вещества каличе и морских органогенных отложений показали, что комплексы содержащихся в них протеиновых аминокислот различны. Общими являются фенилаланин, аланин, аспарагиновая кислота, валин. Аргинин, треонин, гистидин содержатся только в образованиях каличе, а глицин, тирозин и глутаминовая кислота — только в морских отложениях. Кроме того, в каличе обнаружены три неидентифицированные аминокислоты, а в морских отложениях — четыре. Различия в составе аминокислот также подчеркивают автономность органики, обнаруженной в карбонатных корах.

Таким образом, нахождение обломков доломитов каличе с органическим веществом в осадочных толщах ятулия, формы обособления слоев с повышенным содержанием органики в каличе, специфичность микрофитологической характеристики и набора аминокислот — все эти факты свидетельствуют о том, что солончаковые образования среднего протерозоя Карелии содержали комплекс наземных организмов.

Принято считать, что жизнь зародилась в древних мелководных бассейнах, а заселение суши произошло только к моменту появления достаточно высокоорганизованных форм — в позднем докембрии или палеозое. Наряду с этим в настоящее время появляются данные, позволяющие предположить возникновение органической жизни на суше в более ранние эпохи.

Судя по результатам синтеза полимерных соединений из смеси силикагеля и одной из аминокислот ($d=L$ аланина) под действием мощных ударных волн (Гольданский и др., 1972), можно предположить, что первые белковые соединения возникли именно в древнейших рыхлых наземных осадках при ударах метеоритов.

Вероятно, первые примитивные живые организмы зародились, начали жить и развиваться на суше, в поровых водах древнейших почв, а проникновение жизни в водные бассейны произошло уже позднее.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОД КАРЕЛИИ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ОСОБЕННОСТЕЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

В среднем протерозое Карелии зарегистрировано 40 местонахождений различных органических остатков (рис. 61), в которых учтено 72 формы фауны и флоры, относящихся к 47 родам и 56 видам. Среди выявленных органических остатков отмечены следующие: строматo-

литы, онколиты, водоросли, сфероморфиды (акритархи), представители животного мира (ракообразные, кораллы, гидроидные полипы, губки, фораминиферы), а также разнообразные следы и проблематичные остатки. Степень их изученности неодинакова.

Наиболее распространенными для среднего протерозоя являются строматолиты и онколиты, встречающиеся на трех стратиграфических уровнях вблизи кровли определенных осадочных циклов (Соколов, 1966).

Нижний осадочный цикл, начинающийся кварцевыми конгломератами, сменяющимися выше по разрезу кварцито-песчаниками, глинистыми сланцами, песчаниками с карбонатным цементом, в верхних участках сложен слоями доломитов, которые, судя по характеру органических остатков, имеют существенно водорослевое происхождение.

В нижней части доломитовых слоев обнаруживаются крупные двухтрехъярусные куполовидные постройки диаметром до 3—5 м, образованные строматолитами *Karelozoon jatulicum* Metz (рис. 62,а). В районе пос. Райгуба пласт карелозонового доломита со средней мощностью около 0,6 м прослеживается на расстояние до 300 м. Выше по разрезу карелозоновые доломиты сменяются аналогичными по характеру породами, но содержащими другую группу водорослевых образований, описанную под названием *Sundia mirus* But. Несмотря на невыдержанность по простиранию слоя с *Sundia mirus* сам факт появления на данном этапе этой группы является, на наш взгляд, важным указанием на направление эволюции фитогенных построек.

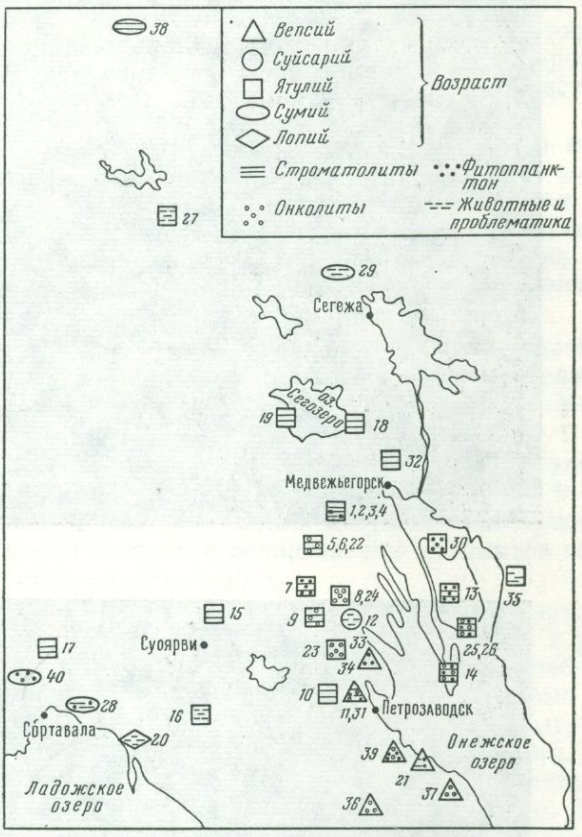


Рис. 61. Схема местонахождений органических остатков Карелии

Районы: *1* — р. Ялгамка, *2* — дер. Шайдома, *3* — м. Гажналолок, *4* — дер. Палая Сельга, *5* — оз. Лижмоозеро, *6* — дер. Белая Гора, *7* — пос. Райгуба, *8* — оз. Сундозеро, *9* — оз. Пялозеро, *10* — пос. Падозеро, *11* — дер. Бесовец, *12* — оз. Нигозеро, *13* — дер. Кузаранда, *14* — Южный Олений остров, *15* — оз. Суоярви, *16* — оз. Туломозеро, *17* — оз. М. Янисъярви, *18* — оз. Нигозеро, *19* — о. Северин-саари, *20* — Хапунваара, *21* — дер. Шокша, *22*—о. Роппока, *23* — дер. Гомсельга, *24* — Уссуна, *25* — дер. Типиницы, *26* — дер. Тамбицы, *27* — р. Чирка-Кемь, *28* — пос. Ляскеля, *29* — Парандово, *30* — п-ов Шунгский, *31* — г. Петрозаводск, *32* — дер. Пергуба, *33* — оз. Сандал, *34* — дер. Падос, *35* — пос. Пяльма, *36* — пос. Пай, *37* — пос. Нила, *38* — Кукасозеро, *39* — оз. Анашкино, *40* — Вахваярви

Наиболее молодыми строматолитовыми образованиями нижнего осадочного цикла являются постройки, предварительно определенные как *Parallelophyton* sp. Они слагают более или менее выдержанный пласт мощностью до 0,4 м, протягивающийся на расстояние около 300 м.

Как показали наблюдения за ориентировкой горизонтальных осей вытянутых построек *Parallelophyton* в районе пос. Райгуба, возможное

преобладающее направление приливно-отливных течений являлось здесь субширотным, что указывает на ориентировку береговой линии как на близкую к меридиональной (350°), если принять за основу гипотезу об определяющем влиянии приливно-отливных течений на форму этих построек.

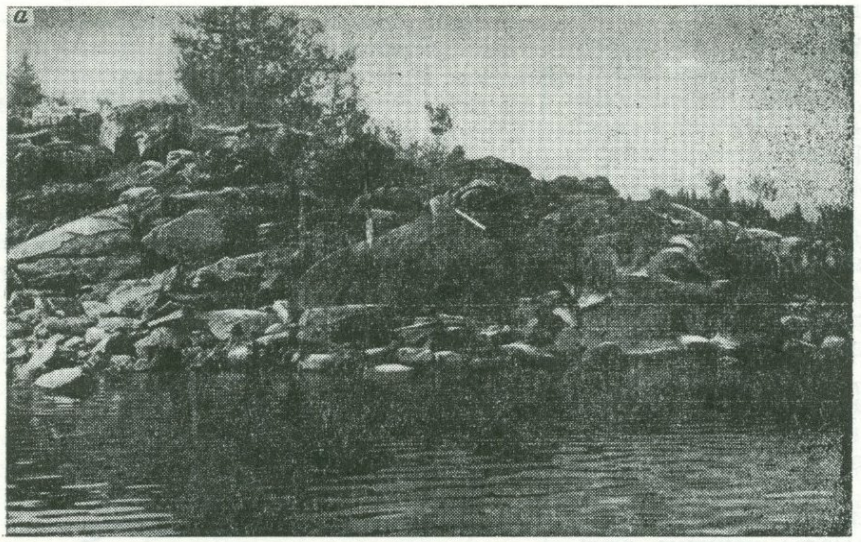




Рис. 62. Строматолиты в докембрии Карелии

а — куполовидные постройки, сложенные карелозоновыми доломитами, нижний водорослевый горизонт, пос. Райгуба; *б* — столбчатые строматолиты из группы *Kussiella?* Kryl., средний водорослевый горизонт, дер. Пялозеро

Средний осадочный цикл, представленный в основании доломитовыми конгломератами, глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, в верхних участках также содержит слои водорослевых доломитов.

Помимо отмеченных выше породообразующих строматолитов *Karelozoon,* особо следует отметить впервые обнаруженные на данном стратиграфическом уровне редкие постройки, имеющие большое сход-

ство с широко распространенной рифейской группой *Kussiella* (?) Kryl. (рис. 62, б).

Верхний осадочный цикл сложен в основании песчано-глинистыми сланцами, песчаниками с карбонатным цементом, сланцевыми седиментогенными брекчиями, выше которых залегают песчанистые доломиты и, наконец, водорослевые доломиты с линзами и прослоями мраморовидных известняков. Характерной особенностью доломитовой части этого цикла является относительно богатое содержание органических остатков и значительное площадное распространение водорослевых доломитов, рассматриваемых в настоящее время большинством исследователей как верхний водорослевый горизонт.

Строение верхнего водорослевого горизонта наиболее полно можно наблюдать в разрезе Южного Оленьего острова на Онежском озере. В составе горизонта по литологическим признакам и комплексам органических остатков выделяются три пачки. В нижней пачке отмечается сравнительно редкая органика, типичными представителями которой являются небольшие постройки строматолитов *Calevia olenica* (Rjab.).

Средняя пачка отличается наибольшим разнообразием остатков, среди которых отмечены строматолиты *Stratifera* sp., разнообразные *Butinella, Olenia rasus* But., онколиты *Protorivularia onega* But., *Jatuliana furcata* Korde и др.

Для верхней пачки характерно присутствие мелких строматолитовых столбиков *Verruca marginata* Mak. et Kon., *V. partibilis* Mak. et Kon., а также водорослей *Karelian ronata* Korde, принимающих участие в их строении. Общая мощность водорослевых доломитов верхнего осадочного цикла составляет более 50 м.

Рассматривая морфологию органических построек (биогермов), можно наметить следующее распределение их форм снизу вверх в разрезе Южного Оленьего острова: биоритмиты, древовидные (столбообразны) и кубковидные с полой внутренней полостью органогенные постройки. В основании биоритмитов располагаются доломиты, содержащие онколиты совместно с карбонатными песчинками и оолитами, выше они сменяются онколитоподобными водорослевыми образованиями, обладающими уже водорослевой строматолитовой слоистостью. Еще выше начинают появляться отдельно расположенные кубкообразные и куполообразные строматолиты, затем куполообразные строматолиты сливаются по два-три вместе, облекаясь в верхней своей части уже общими строматолитовыми слоями и, наконец, в верхней части биоритмитов располагаются пластовые и линзообразно-пластовые строматолиты. Изменение внешней формы строматолитов при одинаковой их микроструктуре (строматолитообразователей), очевидно, связано с изменением условий их обитания. Зарождение мелких построек происходит после резкого обмеления, а кое-где даже осушения бассейна в начале нового погружения, на каких-либо незначительных возвышенных элементах поверхности дна в сильно подвижных водах. Таким образом, основание ритма соответствует резкому воздыманию дна бассейна, а остальная часть ритма — погружению.

Столбообразные древовидные тела, сложенные двумя видами биогермообразователей, образуют слои онколито-строматолитового строения. Столбообразная форма древовидных биогермов, характер их контактов с вмещающими известняками позволяют предполагать, что дно бассейна испытывало довольно быстрое и длительное погружение с кратковременными остановками (разрастание биогермов в стороны). Располагающиеся в кровле пласта строматолитовые постройки кубковидной формы с полой внутренней полостью свидетельствуют также о продолжающемся опускании дна бассейна с более частыми (незна-

чительная высота построек) кратковременными подъемами и, возможно, даже с выходами пород на поверхность водоема.

В нижнем водорослевом горизонте района Райгубы столбчатые строматолиты (*Sundia mirus, parallelophyton*) образуют плоско-параллельные пластовые тела (биостромы), а биогермы, сложенные *Carelozoon jatulicum* слагают пластовые тела со специфичным рельефом кровли, выражающемся в наличии вытянутых примерно в одном направлении и притыкающихся под острым углом куполов.

Изучение верхнего водорослевого горизонта по простиранию показывает, что доля водорослевых отложений в северных участках значительно сокращена по сравнению с южными: от 70—80% (Южный Олений остров), 30% (Кузаранда) до почти полного исчезновения (Тявзия). Вместе с тем более бедным становится и видовое разнообразие. Эти наблюдения вместе с имеющимися литологическими данными позволили в последнее время установить определенную смену характера осадков и выделить ряд фаций: биогермного барьера, лагуны и шлейфы (Сацук, Кононова, 1971).

В целом очевидно, что уже к середине ятулийской эпохи большие пространства прибрежных участков моря были заняты водорослями — строматолитообразователями. Разнообразие ископаемых остатков свидетельствует о высоком уровне эволюции водорослей, достигнутом к этому времени и о возможности широкого расселения большого количества их в Мировом океане. Расселению водорослей способствовало отсутствие более или менее развитого животного мира. Можно предполагать, что свободный кислород атмосферы Земли, благодаря фотосинтезирующей деятельности водорослей, образовался уже на рубеже среднего и верхнего ятулия. Образование свободного кислорода в атмосфере в то время, о чем свидетельствует факт наличия гематитового горизонта, приуроченного к верхним слоям осадочного цикла, обусловило возможность появления и распространения организмов, которые могли питаться водорослями (например, такие как ракообразные *Carnarionia venosa* Walcott).

ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРОВАВШИЕ ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА В ДОКЕМБРИИ И ФАНЕРОЗОЕ

В настоящем разделе рассматривается вопрос, каким образом и под влиянием каких факторов изменяется изотопный состав совокупного углерода поверхностных оболочек Земли в ходе геологического времени. Такие изменения должны были иметь место. Углерод относится к числу элементов, которые последовательно накапливались в земной коре в результате процесса дегазации мантии. Менялись во времени интенсивность вулканизма и дегазации, скорость и режим осадконакопления, размеры океанического и внутриматериковых бассейнов. Наконец, на геохимию углерода оказало решающее воздействие возникновение и развитие биосферы. С целью получить эволюционную картину мы исследовали изотопный состав углерода в обеих его основных формах, карбонатной и органической, в отложениях различного геологического возраста — от раннего докембрия до конца фанерозоя.

Выявление общегеологических закономерностей требует привлечения большого статистического материала. В нашем распоряжении было более 15 000 образцов пород. Составлялись так называемые сложносмешанные пробы по методике, описанной ранее (Ронов и др., 1972). Представленные здесь данные отражают средний изотопный состав пробы, составленной из нескольких сотен образцов для отложений каждого стратиграфического комплекса.

Наиболее подробно нами исследован фанерозой Русской платформы. Однако в соответствии с тематикой настоящего совещания мы остановимся преимущественно на наших результатах, касающихся докембрия. Но прежде очень кратко о фанерозое, чтобы иметь возможность сравнивать.

На рис. 63 показана кривая изменения изотопного состава углерода карбонатов фанерозоя Русской платформы. Колебания C^{13} не носят флуктуационного характера. Каждая точка занимает место в ряду

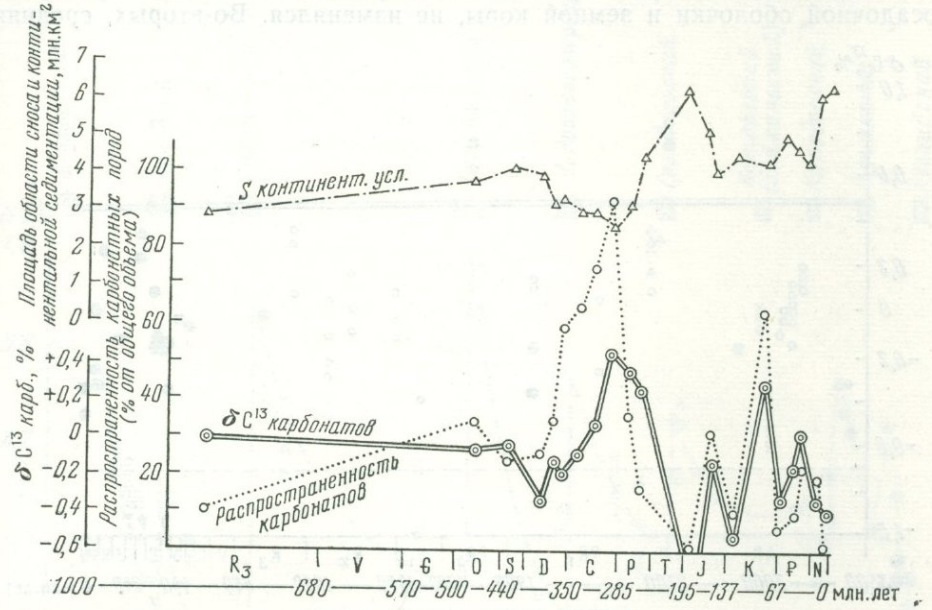


Рис. 63. Изменение в течение фанерозоя изотопного состава углерода карбонатов (δC^{13}), суммарной площади континентальных условий седиментации и областей размыва на Русской платформе ($S_{континент. усл.}$) и распространенности карбонатов

направленного последовательного изменения изотопного состава. Кривая δC^{13} согласуется с кривой, описывающей изменение площади, занятой сушей (имеет место зеркальное отражение), а также с кривой, описывающей распространенность карбонатов. Мы установили также корреляционную связь δC^{13} с распространенностью терригенных пород, с содержанием органического углерода в соответствующих отложениях и с рядом других параметров. Обработка этих данных на ЭВМ показала, что все они связаны между собой и с изотопным составом углерода через контролирующее влияние биогенной углекислоты. Биогенная углекислота — изотопически легкая ($\delta C^{13} \approx 2{,}5\%$). Увеличение массы биогенной углекислоты, поступающей в бассейн седиментации, приводит к обогащению легким изотопом осаждающихся карбонатов. Все процессы, так или иначе способствующие увеличению притока биогенной CO_2 с суши, приводят к обогащению карбонатов легким изотопом. Поэтому в периоды регрессии моря, в периоды увеличения в осадках доли обломочного материала, в периоды преобладающего осадконакопления в прибрежных и мелководных бассейнах происходит изотопическое облегчение карбонатов. Таким образом, в фанерозое фактором, преимущественно контролировавшим изотопный состав карбонатов, являлась биогенная углекислота.

Для докембрийских пород мы имели несколько менее представительный материал. Средние суммарные пробы относятся к Украинскому и Балтийскому щитам. Использованы также анализы изотопного состава углерода докембрийских карбонатов из более ранних исследований (Галимов и др., 1969; Perry, Tan, 1972). На рис. 64 показано

распределение изотопного состава карбонатов в докембрии и фанерозое. Взятые в своей совокупности эти данные несут определенную, довольно важную, информацию. Во-первых, несмотря на значительные вариации δC^{13}, средняя линия сохраняет постоянное значение, т. е. в ходе геологического времени отсутствует направленное изменение изотопного состава среднего углерода осадочной оболочки. По-видимому, изотопный состав суммарного углерода продуктов дегазации мантии, за счет которых происходило наращивание массы углерода осадочной оболочки и земной коры, не изменялся. Во-вторых, средняя

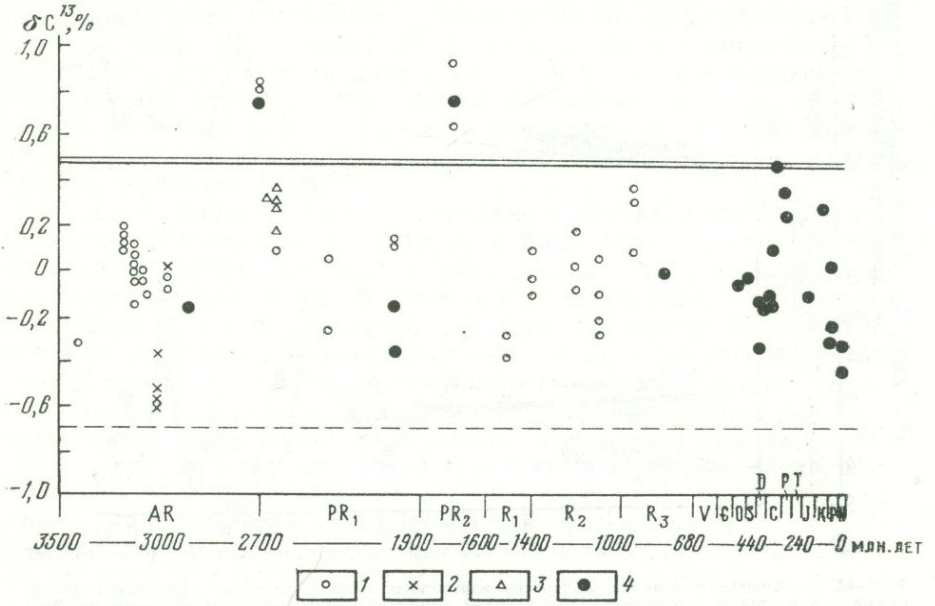


Рис. 64. Совокупность данных по изотопному составу докембрийских карбонатов Балтийского, Украинского, Алданского, Африканского и Канадского щитов и фанерозойских карбонатов Русской платформы

1 — кальцит, доломит; *2* — сидерит; *3* — магнезит; *4* — составные пробы карбонатов

величина δC^{13} докембрийских карбонатов смещена относительно изотопного состава ювенильного углерода, линия которого показана на рис. 64 пунктиром. То же самое имеет место и в фанерозое. Однако нам известно, что в фанерозое изотопный баланс обеспечивался соответствующей пропорцией карбонатного и органического углерода. Если предположить, что жизнь в докембрии отсутствовала и карбонаты, следовательно, были практически единственной формой выноса углерода, то они неизбежно должны были бы приобрести изотопный состав внешнего источника углерода, т. е. все колебания совершались бы вокруг линии ювенильного углерода. Поскольку этого не происходит, следует признать, что в докембрии существовал механизм выноса изотопически легкого органического углерода, а нам известен единственный механизм такого рода — жизнь.

Рассмотрим теперь характер изменения изотопного состава углерода карбонатов со временем. В докембрии выявляются два периода (2,7 млрд. лет и 1,8—1,9 млрд. лет), которые характеризуются изотопически аномально тяжелыми карбонатами. Напомним, что карбонаты осаждаются в изотопно-обменном равновесии с бикарбонатом океана и CO_2 атмосферы. Константа изотопного равновесия составляет 1,012, т. е. при современном изотопном составе атмосферной углекислоты не могут осаждаться карбонаты тяжелее, чем $\delta C^{13} = +0{,}5\%$ (за исключением некоторых особых случаев, которые не имеют значения при рассмотрении вопроса в региональном плане). Эта величина отмечена

сдвоенной линией на рис. 64. В течение всего фанерозоя и позднего докембрия изотопный состав карбонатов не выходит за пределы этого ограничения. Но более древние карбонаты в определенные периоды пересекают линию +0,5%. Это значит, что в эти периоды изотопный состав атмосферного и океанического углерода отличался от современного. Обогащенность карбонатов тяжелым изотопом углерода сверх значения $\delta C^{13} = +0{,}5\%$ может быть обусловлена привносом в обмен-

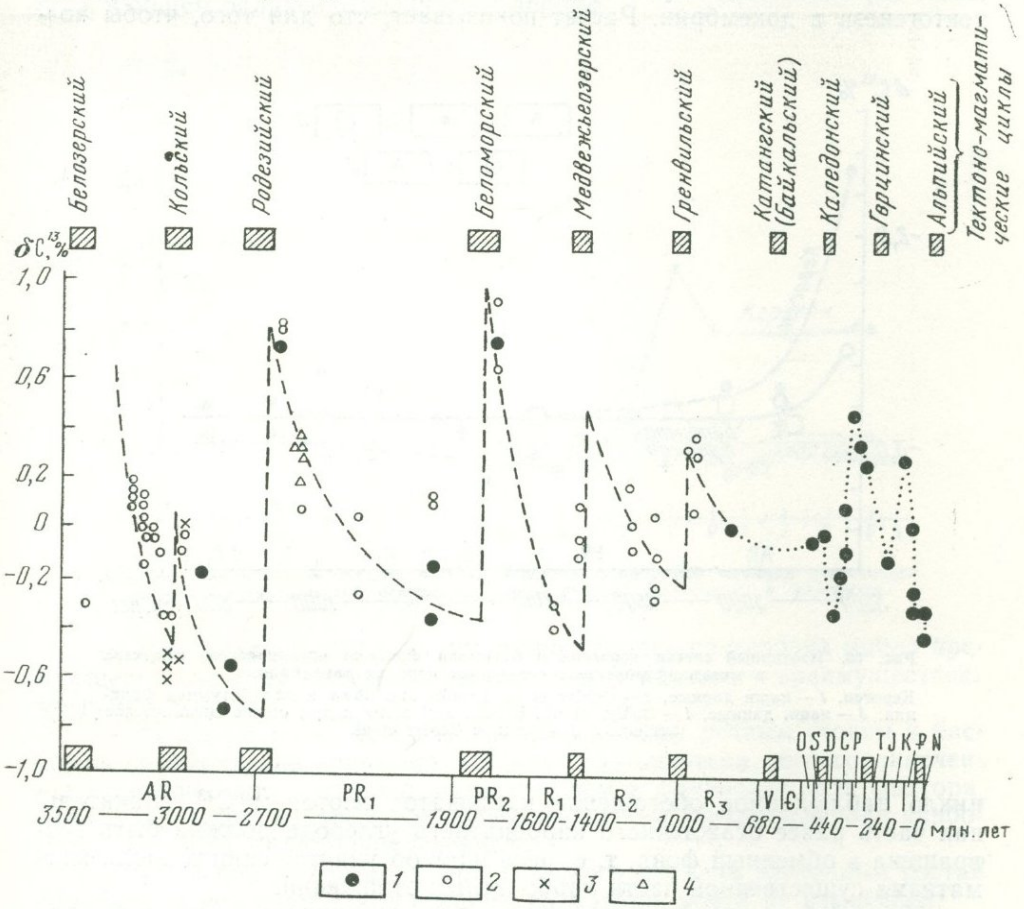


Рис. 65. Тенденция изменения изотопного состава углерода карбонатных пород в истории Земли
1 — средние пробы; *2—4* — отдельные образцы проб (*2* — известняков и доломитов, *3* — сидеритов, *4* — магнезитов)

ный фонд больших масс изотопически тяжелой углекислоты, например, в результате развития процессов метаморфизма. Имея это в виду, мы сопоставили картину распределения изотопных составов карбонатов со шкалой основных геотектонических событий в докембрии (Тугаринов, Войткевич, 1970). При этом бессистемные, на первый взгляд, колебания изотопного состава приобрели неожиданно закономерный характер.

Оказалось, что моменты увеличения концентрации тяжелого изотопа в карбонатах отвечают времени резкой активизации тектонической деятельности, а упомянутые два периода максимальной концентрации изотопа C^{13} в карбонатах совпадает по времени с двумя наиболее мощными этапами магматизма и гранитизации в истории Земли: родезийским и беломорским. Причем и последующие, менее значительные эпохи магматизма — Медвежьеозерская, Гренвильская, — проявились достаточно отчетливо (рис. 65).

В промежутках между периодами тектонической активности содержание изотопа C^{13} в карбонатах постепенно уменьшается, достигая минимума в периоды, непосредственно предшествующие очередному этапу магматизма. Происходит как бы восстановление обменного фонда, выведенного из равновесия в эпохи магматизма. Таким образом, распределение изотопного состава углерода в докембрийских карбонатах имеет периодический характер, и эта периодичность связана с циклами тектогенеза в докембрии. Расчет показывает, что для того, чтобы воз-

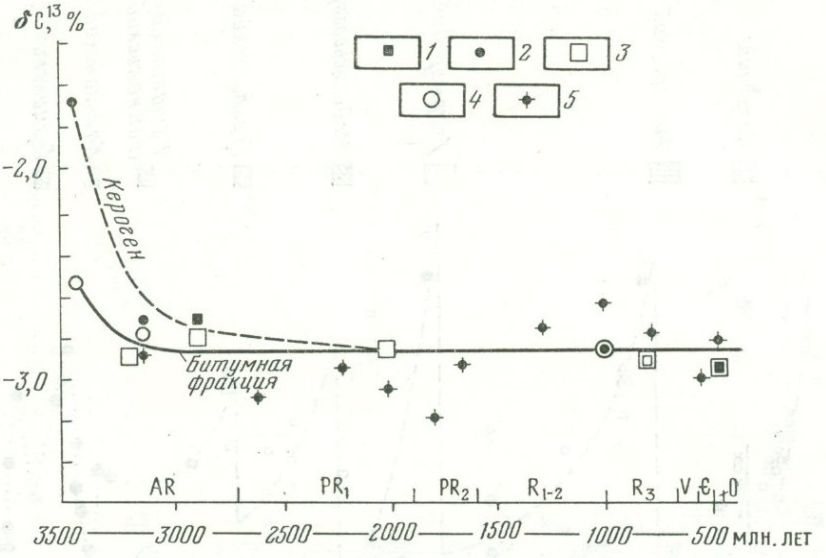


Рис. 66. Изотопный состав керогена и битумной фракции органического вещества в метаморфизованных осадочных породах докембрия.

Кероген. *1* — наши данные, *2* — Oehler et al, Brooks and Shaw и др.; битумная фракция: *3* — наши данные, *4* — Oehler et al., Brooks and Shaw и др.; общее органическое вещество: *5* — средние Oehler et al.

никло наблюдаемое обогащение карбонатов изотопом C^{13}, значительная часть ранее осажденного карбонатного углерода должна быть возвращена в обменный фонд, т. е. речь идет об уничтожении в эпохи магматизма существенной части карбонатных отложений.

Изучение органического углерода производилось раздельно для общего углерода и битумной фракции (рис. 66). За исключением самых древних образцов, относящихся к комплексу Онвервахт серии Свазиленд, которые оказались изотопически очень тяжелыми, все образцы в докембрии дают более или менее равный изотопический состав вплоть до карбона (рис. 67). В карбоне происходят два события: во-первых, обогащение органических веществ тяжелым изотопом углерода и, во-вторых, появление отсутствовавшего до того смещения в изотопном составе органического вещества и его битумоидной фракции (см. рис. 67). Объяснение этому можно дать, учитывая факт некоторого уменьшения в пользу органического углерода его соотношения с карбонатным углеродом (начиная с карбона), а также исходя из теории внутримолекулярных изотопных эффектов (Галимов, 1973), согласно которой отсутствие различия в изотопном составе $C_{орг}$ и битумоида в докембрии, вероятнее всего, объясняется развитием в это время восстановленных форм органического вещества. Каменноугольное же время оказалось рубежом, на котором произошло резкое смещение преобладающих форм органического вещества от восстановленного (сапропелевого) к окисленному (гумусовому) типу.

На основе изучения изотопного состава можно получить информацию об эволюции углерода и его основных форм в ходе геологического времени. Есть основания полагать, что:

— в докембрийском цикле углерода большую роль играла возрожденная метаморфизмом углекислота;

— уже в раннем докембрии жизнь существовала (в ее примитивных формах) (Cloud, 1972), и органический углерод играл заметную роль в общем балансе осадочного углерода;

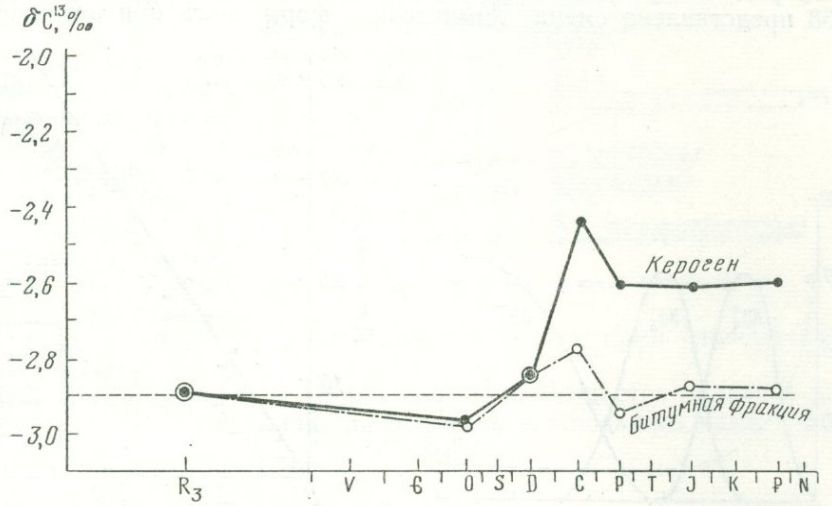


Рис. 67. Изменение изотопного состава керогена и битумной фракции рассеянного органического вещества осадочных пород Русской платформы в фанерозое

— органическое вещество докембрия вплоть до карбона имело преимущественно сапропелевый характер, а в фанерозое — преимущественно гумусовый;

— выход растений на сушу привел к выносу речным стоком в бассейны седиментации значительных масс изотопически легкого окисленного органического углерода, в связи с чем в фанерозое роль фактора, преимущественно контролировавшего изотопный состав углерода карбонатов, перешла к биогенной углекислоте;

— в течение обозримого геологического времени изотопный состав суммарного углерода, поступающего из мантии, почти не изменялся;

— факторы, действовавшие в фанерозое, играли роль и в докембрии и, наоборот, но относительное значение их менялось со временем и менялось существенно (Ронов, 1972).

В этом, на наш взгляд, проявился эволюционный характер развития поверхностных оболочек Земли.

КРУГОВОРОТ АЗОТА И ПРОЦЕССЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Исследования последних лет показали, что геохимия азота не может быть сведена только к участию его молекулярной формы в геологических процессах. Было установлено, что наряду с резервуаром молекулярного азота, сосредоточенного в основном в атмосфере, существует почти такой же по масштабам резервуар химически связанного азота в земной коре (Волынец, 1972). На Земле сейчас можно выделить три основных резервуара азота: атмосферный молекулярный азот ($3{,}86 \cdot 10^{21}$ г), связанный азот литосферы ($1{,}7 \cdot 10^{21}$ г) и мантии (по составу каменных метеоритов — $1{,}5 \cdot 10^{23}$ г). Между этими резервуара-

ми существует непрерывный обмен. Мы в основном остановимся на связях двух резервуаров азота — атмосферы и литосферы. Так как основная роль в этом обмене принадлежит биосфере и органическому веществу, то следует подробно разобраться в вопросах геохимического поведения азота при преобразовании органического вещества.

Связывание молекулярного азота живым веществом является главным фактором при фиксации атмосферного азота и переводе его в биосферу. В процессах жизнедеятельности организмов в присутствии различного рода микроорганизмов одни формы азота сменяют другие. На рис. 68 представлена смена химических форм азота при разложении

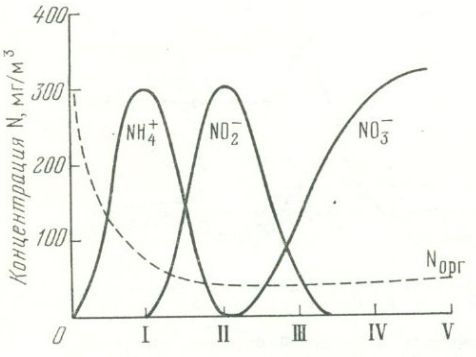


Рис. 68. Выделение азотсодержащих веществ при разложении фитопланктона в аэрируемой морской воде и в темноте

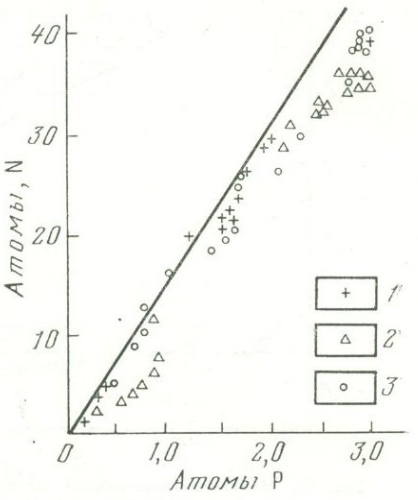


Рис. 69. Отношения N/P в Атлантическом (*1*), Тихом (*2*) и Индийском (*3*) океанах

фитопланктона в аэрируемой морской воде в условиях контролируемого эксперимента (Vaccaro, 1965). Образовавшийся нитрат вновь поглощается живым веществом и цикл замыкается. Именно потреблением нитрата и фосфата фитопланктоном определяется, в частности, удивительное постоянство отношения азота к фосфору для океанических вод (рис. 69) (Sverdrup et al., 1942). Это отношение равняется 15 : 1 и остается постоянным для Атлантического, Тихого и Индийского океанов. Если рассматривать океан в виде замкнутого бассейна, то, согласно расчетам К. Эмери (Emery et al., 1965), внешние по отношению к океану источники фиксированного азота (осадки и сток рек) в 125 раз меньше чем годовая потребность живого вещества. В то же время в океане содержится связанного азота в 100 раз больше его годовой потребности. Другими словами, биосфера океана полностью обеспечивает свои потребности за счет накопленного связанного азота.

В определенных условиях при отсутствии свободного кислорода и наличии неиспользованного живым веществом нитрата может происходить обусловленное процессом денитрофикации восстановление азота до молекулярного и уход последнего в атмосферу. Таким образом, цикл азота в биосфере определяется соотношением скорости процессов фиксации азота и его освобождением при денитрофикации. Если бы процесс денитрофикации отсутствовал, то при существующих оценках скоростей фиксации азота весь атмосферный азот был бы исчерпан за 80—200 млн. лет (Hutchinson, 1953). Существование азотной атмосферы в основном поддерживается установившимся соотношением скоростей процессов в биосфере. Деятельность человека по промышленной фиксации атмосферного азота при выработке удобрений нарушает это равно-

весие (Делвич, 1972) (рис. 70). В 1968 г. мировая промышленность дала около 30 млн. т азота, что равно фиксации азота живым веществом. К 2000 г. промышленное производство уже на порядок будет превосходить естественную фиксацию. Подобное нарушение природного равновесия может в будущем привести к серьезным последствиям.

Однако несмотря на все усилия бактериального мира сохранить для биосферы весь связанный живым веществом азот, небольшая часть его все время захоронается в осадки.

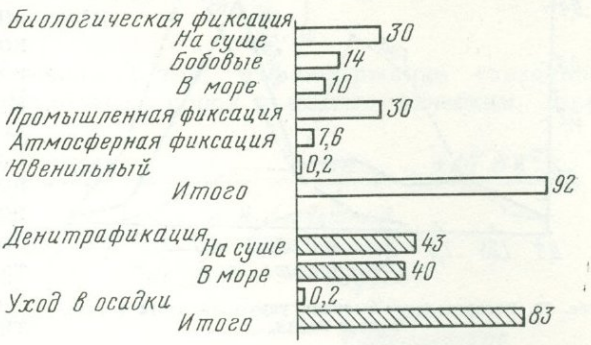


Рис. 70. Поступление и потеря азота биосферой, млн. т

В осадках продолжается процесс разложения азотсодержащего органического вещества. Изучение распределения азота в молодых морских осадках показало, что $N_{орг}$ составляет только $^1/_3$ от общего содержания азота, $^2/_3$ составляют аминокислоты и аммоний, фиксированный глинистыми минералами (Stevenson, Cheng, 1972).

Между фиксированным и общим азотом наблюдается обратная зависимость (рис. 71). Подобная зависимость наблюдалась нами и для

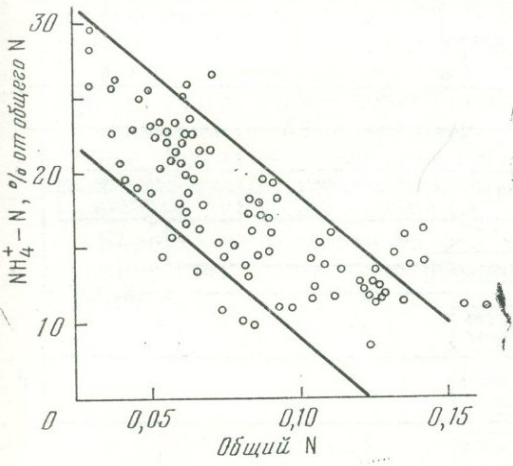


Рис. 71. Соотношения между содержанием общего азота и долей NH_4—N, присутствующей в виде фиксированного аммония

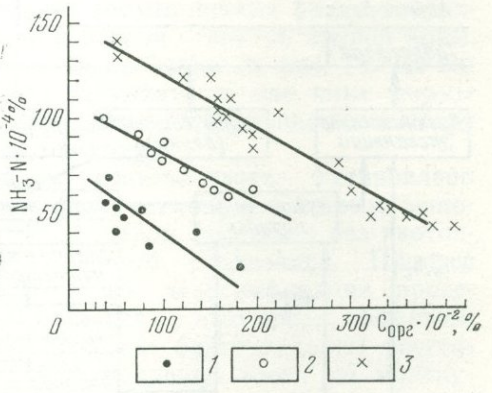


Рис. 72. Зависимость $C_{орг}$ от связанного азота в графитистых кварцитах метаморфических серий Мугоджар:

1 — верхней; *2* — средней; *3* — нижней

графитистых кварцитов разных метаморфических серий Мугоджар (рис. 72): чем меньше в породе остается органического вещества, тем больше содержание химически связанного азота (Миловский, Волынец, 1967).

Другими словами, с увеличением температуры и давления и выходом за границы биосферы характер превращения органического вещества становится односторонним и сдвигается в сторону разрушения органических форм азота. Основной формой азота органического вещества, которая появляется при химических процессах окисления, нагревания и т. п., является ион аммония. Этими же причинами определяются высокие содержания аммония в пластовых водах нефтяных месторождений, причем концентрация аммония в водах повышается при при-

ближении к контуру нефтяной залежи (Sokolov, Volynets, 1968). Здесь трудно проследить всю указанную выше последовательность изменений неорганических форм азота вплоть до молекулярной, особенно на фоне больших концентраций воздушных газов. Однако математическая обработка 4600 анализов свободного, попутного и воднорастворимого азота в подземных флюидах Русской платформы, проведенная А. Н. Вороновым и Г. И. Вишняковой (1970), показала, что нефть содержит в среднем в 54 раза больше растворенного азота, чем вода. Азот обладает большей упругостью в нефти и в конкретных системах нефть — вода (рис. 73). При разрушении органического вещества выделение аммония и молекулярного азота, углекислоты, метана происходит в разные стадии, что и обусловливает появление как чисто азотных, так и чисто метановых природных газов.

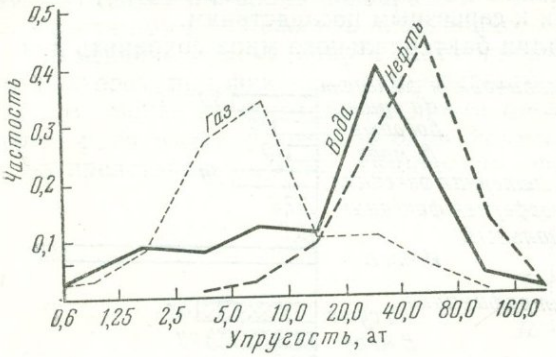


Рис. 73. Распределение величин упругости азота в газе, воде и нефти.

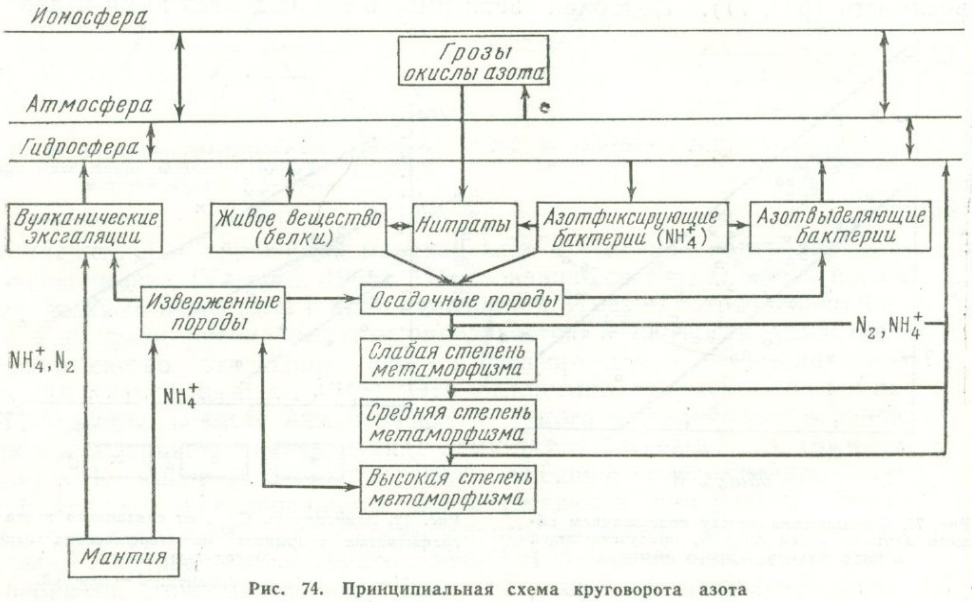


Рис. 74. Принципиальная схема круговорота азота

Аминокислоты становятся неустойчивыми при температурах выше 250°. Одновременно с этим разрушаются и комплексы аминокислот с металлами. Следует отметить, что кобальт, медь, никель и цинк удерживаются аминокислотами гораздо сильнее, чем в соответствующих карбонатах и сульфидах. Поэтому аминокислоты могут перевести эти металлы в растворимое состояние из их нерастворимых солей. На 1 г органического вещества может приходиться до 682 мг связанного металла (Rashid, 1972).

С увеличением степени метаморфизма осадочных пород начинает разрушаться и уходить из пород и аммонийный азот. Наши исследования показали, что с увеличением степени метаморфизма от филлитовидных сланцев до гранито-гнейсов содержание связанного азота уменьша-

ется с 326 г/т до 36 г/т, т. е. приблизительно 90% азота выделяется в этом процессе (Миловский, Волынец, 1967). Ниже представлены наши данные по содержанию связанного азота в осадочных, метаморфических и изверженных породах земной коры.

Осадочные породы	6,77	
Метаморфические породы	4,02	$\cdot 10^{20}$ г
Изверженные породы	5,86	
Атмосфера	$3{,}86 \cdot 10^{21}$ г	

Приведенные данные говорят о том, что содержание связанного азота уменьшается от осадочных пород к метаморфическим. Если учесть, что седиментогенные породы содержат приблизительно в 2 раза больше связанного азота, чем магматогенные, и вычесть эту разницу, то можно видеть, что на метаморфических породах заканчивается цикл увлеченного с органическим веществом поверхностного азота. С другой стороны, четко фиксируется большая масса азота другого генезиса, связанная с изверженными горными породами.

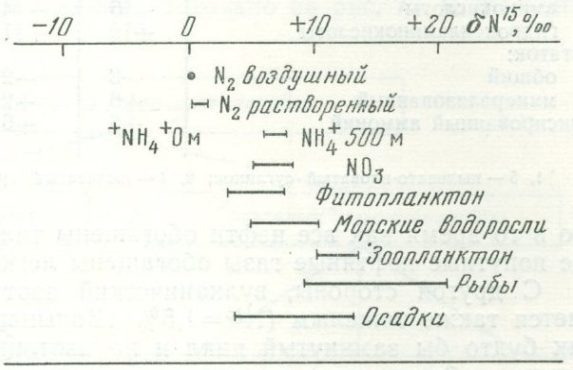


Рис. 75. Изотопные вариации азота в морских объектах

Таким образом, можно выделить два геохимических цикла поверхностного азота: один — через биосферу и второй — внутри земной коры. Принципиальная схема круговорота азота показана на рис. 74. По-видимому, нельзя определенным образом связывать те или иные формы азота с породами разного возраста. Все зависит от физико-химических параметров, которые воздействовали на породу.

Коротко остановимся на изотопном составе азота. Установлено (Hoering, Ford, 1960), что фиксация азота атмосферы живым веществом протекает без изотопного разделения. Процесс же денитрофикации протекает с изотопным эффектом. При бактериальном восстановлении азота до молекулярного азота изотопное фракционирование достигает 2%, и уходящий азот облегчается. Это значит, весь остающийся в биосфере азот должен утяжеляться. И, действительно, все формы азота в океане утяжелены примерно до 2% (рис. 75) (Miyake, Wada, 1967).

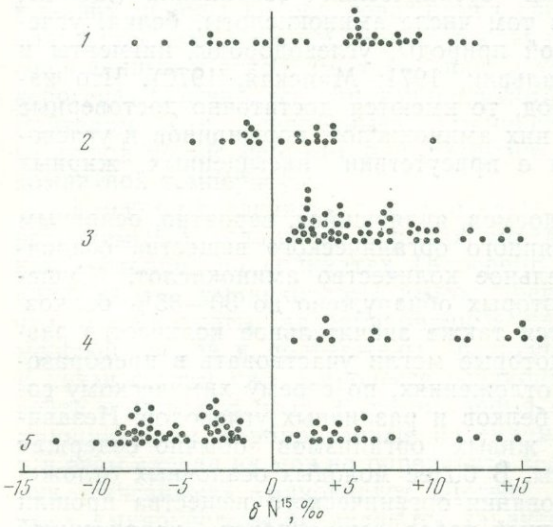


Рис. 76. Изотопные отношения азота в органогенных породах

1 — живое вещество; *2* — уголь; *3* — нефть; *4* — сланцы; *5* — природный газ

Аналогичным образом обогащены тяжелым изотопом и различные формы азота в почвах (табл. 56), нефть и органическое вещество пород (рис. 76). Здесь интересно отметить,

Таблица 56

Форма азота	Изотопный состав различных форм азота в почвах, δN^{15} ‰ (Chengetal., 1964)				
	1	2	3	4	5
Общий	+16	+7	+5	+3	+2
Гидролизат:					
общий	+18	+10	+7	+5	+4
аммоний	+7	+7	+3	+6	+5
гекозамин	+25	+8	0	+2	−2
аминокислоты	+16	+14	+12	+5	+8
гидроксиламинокислоты	+19	+11	+8	+7	+3
Остаток:					
общий	−3	−2	−1	0	−4
минерализованный	+6	+2	−1	+1	+1
Фиксированный аммоний	+6	+6	+4	+2	0

1, 5 — пылевато-иловатый суглинок; 2, 4 — пылеватый суглинок; 3 — глина.

что в то время как все нефти обогащены тяжелым изотопом азота N^{15}, все попутные нефтяные газы обогащены легким изотопом N^{15}.

С другой стороны, вулканический азот хлористого аммония является также тяжелым (N^{15}=1,5% (Волынец и др., 1967). Получается как будто бы замкнутый цикл и по изотопному составу: азот входит в цикл с обогащением по тяжелому изотопу в +2% и выходит из цикла с изотопным фракционированием в +1,5%. Но этот вывод требует получения дополнительных и более обширных данных, так как имеющиеся в настоящее время сведения об изотопном составе азота силикатных пород земной коры крайне ограничены.

АМИНОКИСЛОТЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ДРЕВНИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В настоящее время в почвах, торфах и современных осадках обнаружено свыше 500 отдельных органических соединений (Дегенс, Ройтер, 1967; Дегенс, 1967), в том числе аминокислоты, белки, углеводы, соединения ароматической природы, углеводороды, пигменты и их производные (Эглинтон, Кальвин, 1971; Манская, 1970). Что касается древних осадочных пород, то имеются достаточно достоверные данные лишь о присутствии в них аминокислот, порфиринов и углеводородов и отдельные сведения о присутствии насыщенных жирных кислот и углеводов.

Известно, что планктон водоемов, являвшийся, вероятно, основным источником образования рассеянного органического вещества осадочных пород, содержит значительное количество аминокислот. Существуют водоросли, в составе которых обнаружено до 30—35% белков. В составе планктона содержится также значительное количество различных углеводов. Бактерии, которые могли участвовать в преобразовании планктона в осадочных отложениях, по своему химическому составу в основном состояли из белков и различных углеводов. Независимо от происхождения белки живых организмов обычно содержат 22—23 различных аминокислоты. В более молодых осадочных отложениях, где процессы преобразования органического вещества прошли неглубоко, находят почти полный набор аминокислот, характерный для белков. В наиболее древних осадочных породах, отобранных из глубины и не подвергавшихся влиянию метаморфизма, чаще всего находят лишь следы аминокислот главным образом более простого

строения. В докембрийских отложениях также были обнаружены аминокислоты (Abelscon, 1959; Дегенс, 1967; Вологдин и др., 1970).

Ранее нами было показано, что накопление и сохранность органического вещества и его компонентов зависят от окислительно-восстановительных условий, создававшихся в процессе осадконакопления, дальнейшего диагенеза и катагенеза осадочных отложений. Наилучшие условия для накопления и сохранности органического вещества в осадках создаются в восстановительной среде (Дроздова, 1972).

Необходимо установить, в каком состоянии находятся аминокислоты в осадочных породах. Часть аминокислот может находиться в свободном состоянии. Распространение «свободных» и «связанных» аминокислот в осадочных отложениях показано на рис. 77. Чаще всего

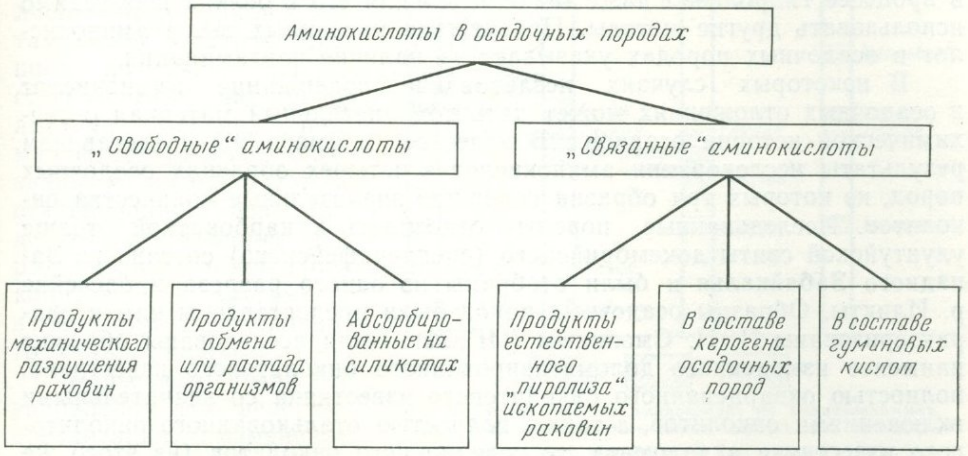


Рис. 77. Распространение «свободных» и «связанных» аминокислот в осадочных отложениях

эти аминокислоты являются продуктами обмена или разложения современной микрофлоры, распространенной в обнажениях, в поверхностных слоях пород, а иногда достаточно глубоко проникающих в толщу породы по образовавшимся трещинам и пустотам. Некоторое количество аминокислот может поступать в породы при разрушении современных и ископаемых раковин, а также в результате разрушения керогена. Обычно все эти аминокислоты, обозначенные Дегенсом и Ройтером как «свободные» аминокислоты, легко экстрагируются из пород водой, спиртом или слабыми минеральными кислотами при комнатной температуре.

Имеются сведения о том, что часть «свободных» аминокислот, определяемых в осадочных породах, может находиться в адсорбированном состоянии на силикатах (Kroepelin, 1970; Weiss, 1969). Однако вряд ли эти аминокислоты имеют древнее происхождение. Известно, что аминокислоты, адсорбированные на силикатах, легко смываются морской водой и подвержены разрушающим действиям бактерий. В связи с этим уже в процессе осадконакопления они могли легко перейти в морскую воду. В то же время есть представление о том, что аминокислоты, сорбированные на силикатах, могут полимеризоваться, и в этом случае их можно определить только после гидролиза, во фракции «связанных» аминокислот (Дегенс, 1967). Таким образом «свободные» аминокислоты не являются характерным показателем ископаемого органического вещества осадочных пород, а их содержание и состав, скорее всего, указывают на присутствие современной микрофлоры или продуктов ее обмена.

После отделения «свободных» аминокислот (если они были найдены) определяют «связанные» аминокислоты путем гидролиза пород (Дегенс, 1967). Эти аминокислоты являются компонентами ископаемого органического вещества, часто называемого керогеном (Дегенс, Ройтер, 1967; Дегенс, 1967). «Связанные» аминокислоты могут входить как в состав керогена, так и в состав остатков раковин или других скелетных остатков ископаемых организмов, находящихся в виде включений в осадочных породах. В наиболее древних осадочных породах находят лишь следы «связанных» аминокислот более простого состава — глицина, глутаминовой кислоты, аланина, валина, лейцина. В гидролизатах рассеянного органического вещества осадочных пород отсутствуют такие аминокислоты, как тирозин, цистин, триптофан, аргинин, орнитин. Однако необходимо заметить, что триптофан разрушается в процессе гидролиза и даже для определения его в белках необходимо использовать другие методы. Присутствие указанных выше аминокислот в осадочных породах указывает на наличие контаминации.

В некоторых случаях исследование содержания аминокислот в осадочных отложениях может дать дополнительный материал о геохимической истории осадков. В качестве примера мы представляем результаты исследования аминокислот в четырех образцах осадочных пород, из которых три образца содержат значительные количества онколитов. Исследованные породы относились к карбонатной толще улунтуйской свиты докембрийского (среднерифейского) состава из Западного Забайкалья и были отобраны из одного разреза в бассейне р. Иликты. Образцы осадочных пород были предоставлены нам и охарактеризованы П. П. Смолиным (ИГЕМ). Были исследованы образцы наименее измененного доломитизированного онколитового известняка, полностью окварцеванного онколитового известняка со значительными включениями онколитов, а также полностью оталькованного онколитового известняка и доломита, не содержащего онколитов (из этого же разреза). Петрографическое описание исследованных пород дано в работе П. П. Смолина (1971).

Присутствие «свободных» и «связанных» аминокислот в образцах пород было установлено при помощи хроматографии на бумаге. Для обнаружения «свободных» аминокислот проводили обработку образцов породы 10%-ным раствором HCl при комнатной температуре до прекращения выделения углекислого газа. Солянокислый раствор отцентрифугировали и затем упаривали в вакууме, очищали от минеральных солей на ионообменниках и определяли аминокислоты при помощи хроматографии на бумаге. Во всех исследованных образцах пород были обнаружены следы «свободных» аминокислот, что свидетельствует о наличии в них следов современной микрофлоры.

Наиболее характерным является состав «связанных» аминокислот в исследованных образцах пород (рис. 78). После отделения «свободных» аминокислот остаток породы подвергали гидролизу 6н.HCl в запаянных ампулах при 100—120° С в течение 24 час. Затем гидролизат упаривали в вакууме, очищали от примесей минеральных солей на ионообменных смолах, еще раз упаривали в вакууме и остаток растворяли в 10%-ном водном растворе изопропилового спирта. Далее содержание аминокислот определяли при помощи хроматографии на бумаге в системе двух растворителей (бутиловый спирт — вода — ледяная уксусная кислота) в отношении 4:5:1 и 40:5:15.

Наилучшая сохранность аминокислот была установлена в окварцованном онколитовом известняке. В этом образце найдено в достаточно заметных количествах шесть аминокислот — лизин, аспарагиновая кислота, серин, глицин, аланин, валин. Под микроскопом в окварцованном онколитовом известняке обнаружено значительное количество онколитов. По данным П. П. Смолина (1971), окварцевание про-

исходило в поздних диагенетических условиях. Этим объясняется присутствие в породе небольшого числа аминокислот, являющихся компонентами органического вещества. Вероятно, процесс окварцевания произошел достаточно быстро, а расположение органического вещества между кристаллами кварца обеспечило относительную сохранность аминокислот в породе.

Как указывает П. П. Смолин, оталькование произошло на стадии раннего метаморфизма и было синхронно со складчатостью. Он отмечает, что онколиты в оталькованном известняке отличаются вытянутой линзовидной формой. Предполагают, что деформация онколитов произошла одновременно с формированием агрегатов талька. Как видно на рис. 78 в оталькованном известняке найдены лишь следы серина, глутаминовой кислоты, глицина, возможно присутствие следов валина и лейцина. Видимо, очень малое содержание «связанных» аминокислот в оталькованном известняке связано, с одной стороны, с деформацией онколитов, а с другой — с изменением минерального состава породы.

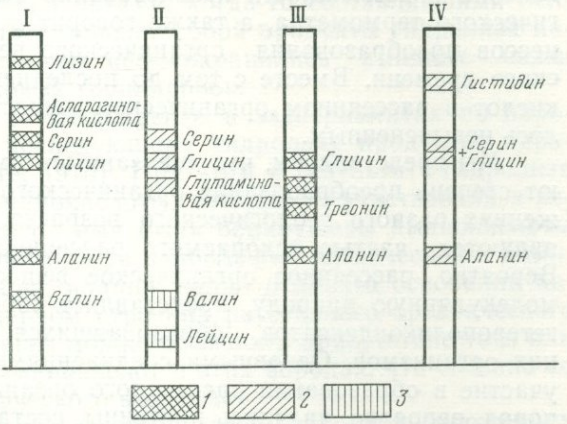


Рис. 78. Распределение аминокислот на хроматограммах, полученных из осадочных пород, содержащих онколиты.

I — окварцованный онколитовый известняк; II — оталькованный онколитовый известняк; III — мало измененный доломитизированный онколитовый известняк; IV — доломит без онколитов

1 — четкие пятна аминокислот; *2* — слабые пятна аминокислот; *3* — очень слабые пятна аминокислот

Ранее нами было установлено, что перекристаллизация, изменение минерального состава ведет к потере органического вещества в осадочных отложениях и палеонтологических остатках (Дроздова, Блох, 1966). По содержанию аминокислот среднее положение занимает мало измененный доломитизированный известняк. В нем достаточно достоверно установлено присутствие четырех аминокислот — глицина, глутаминовой кислоты, треонина и аланина. В доломите, не содержащем онколиты, обнаружены следы только трех аминокислот — гистидина, глицина (возможно, серина) и аланина. Присутствие гистидина и отсутствие других аминокислот (по сравнению с породами, содержащими онколиты) указывают на значительные изменения, которые произошли в остатках органического вещества в этой породе, а присутствие гистидина, кроме того, говорит и о возможности примесей органического вещества более молодого геологического возраста.

Эти исследования докембрийских осадочных пород, богатых онколитами, подтверждают наши представления о том, что содержание «связанных» аминокислот в осадочных породах зависит от геологических условий преобразования осадочных отложений, от геохимической истории осадочных пород (Дроздова, 1972).

Одним из наиболее сложных вопросов является выяснение причин долгой сохранности аминокислот в древних осадочных породах. В этих породах отсутствуют остатки белков древних организмов (если не обнаружено явления контаминации). Известная в настоящее время теория термической и химической устойчивости аминокислот в течение геологического времени (Abelson, 1963), не может полностью объяснить причину сохранности аминокислот. Действительно, в большинстве случаев в древних раковинах и в составе рассеянного органического

вещества осадочных пород обнаруживают лишь несколько аминокислот, отличающихся наибольшей термической и химической устойчивостью, например, аланин, глицин, лейцин, валин, глутаминовая кислота, изолейцин. Однако эти аминокислоты можно обнаружить в осадочных породах после гидролиза 6н. HCl, что указывает на то, что они не находятся в свободном состоянии, а входят в состав каких-то сложных органических соединений. Кроме того, часто в древних породах после гидролиза находят аминокислоты (серин, фенилаланин), которые не обладают значительной термической и химической устойчивостью (Vallenthyne, 1968).

Все это указывает на определенную односторонность теории П. Эйбелсона о возможности использования аминокислот в качестве геологического термометра, а также говорит о наличии более сложных процессов преобразования органического вещества в течение геологического времени. Вместе с тем до последнего времени состояние аминокислот в рассеянном органическом веществе осадочных пород оставалось невыясненным.

Мы представляем, что «связанные» аминокислоты хорошо отражают степень преобразования органического вещества в осадочных отложениях разного геологического возраста. «Связанные» аминокислоты являются частью ископаемого рассеянного органического вещества. Вероятно, рассеянное органическое вещество имеет сложную высокомолекулярную природу, представляет собой комплекс полимеров типа гетерополиконденсатов, образовавшихся из продуктов распада древних организмов. Основными соединениями, которые могли бы принять участие в образовании рассеянного органического вещества осадочных пород, вероятно, являлись протеины, составлявшие значительную часть водорослей и бактерий, а также полисахариды и липиды. Основными процессами, которые могли привести к образованию полимерной структуры рассеянного органического вещества, по-видимому, были «природный пиролиз», полимеризация остатков полипептидов, пептидов и процесс меланоидинообразования.

На примере изучения ископаемых раковин мы представили возможные пути преобразования остатков белков и углеводов в течение геологического времени. Вероятно, в начале происходит старение белков, связанное с денатурацией, развертыванием полипептидных цепей. В дальнейшем наблюдается агрегация полипептидных цепей, их разрушение или при определенных условиях — вторичный синтез отдельных агрегатов в результате взаимодействия свободных функциональных групп между собой. Присутствие углеводов и органических кислот в составе органической матрицы раковин дает возможность представить их участие во вторичном синтезе — реакции с аминокислотами и пептидами (меланоидиновой реакции), которая приводит к образованию полимеров типа гетерополиконденсатов.

Известно, что в результате гетерополиконденсации происходит выделение H_2O, CO_2, NH_3 и других летучих соединений. В связи с этим при гидролизе этих полимерных соединений мы не можем получить полностью первоначальный состав полимеров. Подобные, но более сложные процессы преобразования органического вещества могут происходить при определенных условиях в осадочных отложениях. Вероятно, ароматические кольца тирозина, фенилаланина, а также гетероциклические кольца гистидина, триптофана, пролина и оксипролина включаются в сложную структуру вторичных полимеров. В процессе полимеризации возможно уменьшение числа групп NH_2, —COOH, $—CH_2$ и др. В то же время в каких-то участках возможно сохранение амидных связей. Повышенная температура и давление ускоряют процессы преобразования органического вещества в осадочных отложениях. Происходит уплотнение и дальнейшая конденсация гетерополикон-

денсатов, сопровождающаяся отделением менее термически и химически устойчивых боковых группировок. При этом постепенно становится все меньше связей —CO — NH —, сохраняются в основном остатки аминокислот, обладающие высокой химической устойчивостью. В ископаемом органическом веществе высокой степени конденсации остаются лишь следы азота и кислорода.

При гидролизе рассеянного органического вещества осадочных пород, который мы проводим в лабораторных условиях, происходит разрушение сохранившихся амидных связей, что сопровождается выделением в раствор аминокислот более простого состава. В зависимости от степени сшивки полимерных структур мы получаем при гидролизе разный количественный и качественный состав аминокислот. Эти аминокислоты не являются аминокислотами, когда-то составлявшими белки древних организмов, а представляют собой продукты гидролиза полимерных соединений, в которых еще сохранились амидные связи в составе периферийных, боковых группировок.

Наши выводы находят подтверждение в экспериментах по пиролизу смеси аминокислот и последующему гидролизу продуктов пиролиза (Vallenthyne, 1968; Hare, 1970). При этом в результате гидролиза они часто получали новые аминокислоты, которые не участвовали в реакциях пиролиза. Чаще всего ими были обнаружены аминокислоты более простого состава, отличающиеся наибольшей термической и химической устойчивостью — глицин, аланин, валин и др. На основании наших представлений о полимерном строении рассеянного органического вещества осадочных пород легко можно объяснить присутствие того или иного количества и состава аминокислот в этих породах, что связано со степенью конденсации органического вещества.

Таким образом, содержание аминокислот в осадочных отложениях указывает на степень полимеризации и конденсации органического вещества. Хотя «связанные» аминокислоты и не отражают первичного состава древних организмов, они являются показателями геологического вещества древних отложений. В то же время состав аминокислот, определенных в осадочных отложениях, может дать дополнительный материал о геохимической истории древних пород, подвергшихся процессу метаморфизма.

ОБМЕН ЭВОЛЮЦИОННОЙ ИНФОРМАЦИЕЙ МЕЖДУ УГЛЕВОДОРОДАМИ И СИЛИКАТАМИ НА РАННИХ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ БИОСФЕРЫ

В последнее время углеводородные газы и другие нафтиды все чаще обнаруживаются в различных по возрасту и генезису горных породах. Ниже органическое (и живое) вещество вместе с включающими горными породами рассматривается как единая эволюционирующая геохимическая система, между каждой из упомянутых сторон которой осуществляется интенсивный обмен информацией о состоянии и направлении развития их.

В исследованных породах докембрия Приазовского кристаллического массива были обнаружены углеводородные газы, другие нафтиды (табл. 57, рис. 79—81) и графитисто-углистое вещество.

По соотношению компонентов изученные газы кристаллических пород массива (табл. 58) сходны с газами газовых месторождений, газы графитовых гнейсов — с попутными газами нефтяных месторождений и газами углей и рассеянного органического вещества осадочных пород. Газы зоны активного водообмена наследуют в основном состав, характерный для кристаллических пород, по которым циркулируют анализируемые воды (см. рис. 81).

Своеобразными оказались связи углеродистых соединений докембрийских пород с кислородом минеральных фаз. Согласно кристаллохимическим данным насыщенность кислород-анионами кремнекислородных радикалов убывает от островных силикатов ($[SiO_4]^{-}$) к цепочечным ($[SiO_3]^{-}$), ленточным ($[(Al, Si)O_{2,75}]^{-}$, листовым $[(Al, Si)O_{2,5}]^{-}$) и каркасным ($[Al, Si)O_2]^{-}$).

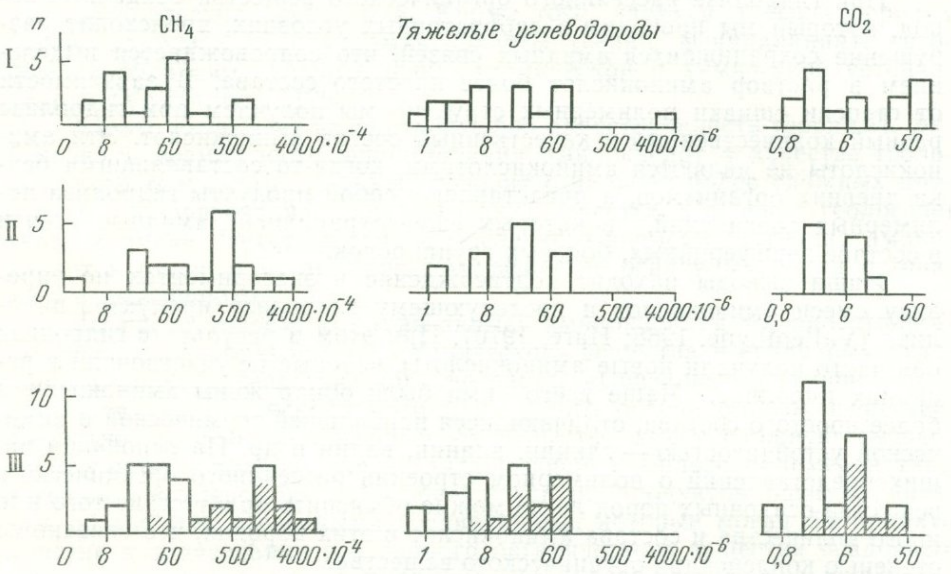


Рис. 79. Распределение углеродистых газов (см³/кг) в горных породах Приазовья
I — рудоносные метасоматиты; II — щелочные породы; III — вмещающие породы. Графитовые гнейсы — заштриховано

С этими данными согласуются содержания кислорода в минеральных фазах, выраженные в числах кислород-анионов в единице объема их, вычисленных по полным силикатным анализам и плотностям, а также прямые определения кислорода активационными методами, проведенные в лабораториях ВНИИЯГГ (Динисенко, 1971).

Таблица 57

Содержание газов CH_4 и CO_2 (в см³/кг) и числа кислород-анионов O^- (в 10 000 Å³) в изученных породах

Горная порода	Количество проб	CH_4	CO_2	O^-
Графитовые гнейсы	12	0,025±0,022	1,55±1,70	Не опр.
Граниты	16	0,015±0,015	1,09±0,39	452±15
Нефелиновые сиениты	24	0,022±0,027	0,50±0,15	443±8
Альбититы	19	0,003±0,002	2,29±1,18	461±9
Кварц жильный	18	0,613±0,283	2,65±2,43	444±35
Магнетитовые роговики	15	0,004±0,002	0,29±0,12	490±11

Примечание. Å³ — ангстремы кубические.

С кислородосодержанием докембрийских пород тесно связано распределение в них углеродистых соединений. Обедненные кислородом породы (нефелиновые сиениты, граниты, графитовые гнейсы) содержат наиболее восстановленные углеродистые соединения — углеводородные газы (см. табл. 57). Более богатые кислородом породы (рудоносные

метасоматиты, габброиды) содержат преимущественно дегидрированные и окисленные (см. рис. 79) углеродистые соединения (битумоиды, графит, углекислый газ, карбонаты). В сосуществующих минералах битуминозные компоненты и другие органические вещества рассеива-

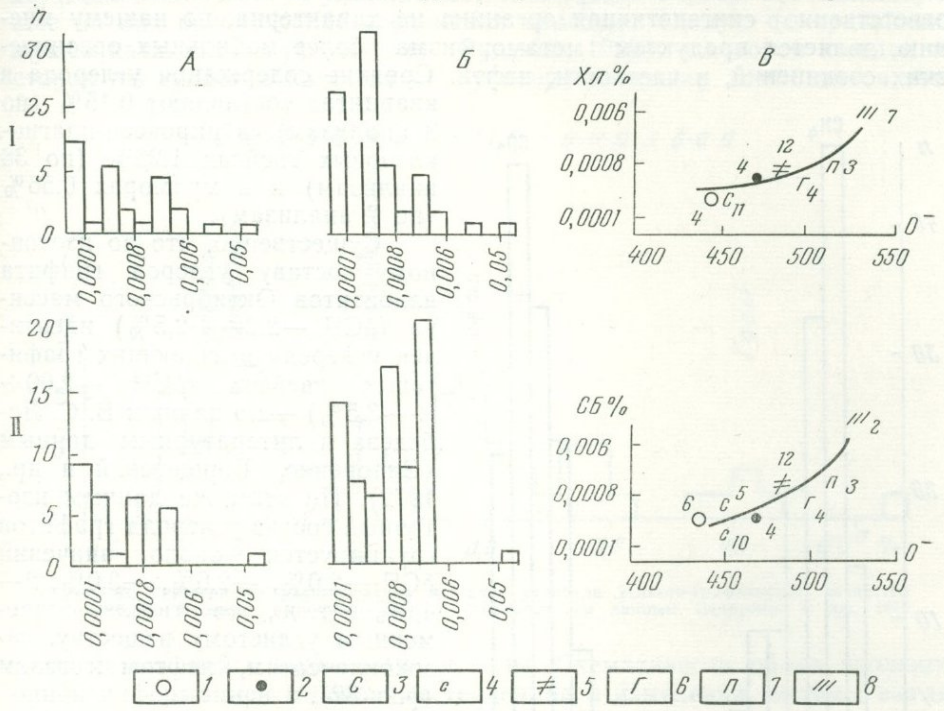


Рис. 80. Распределение хлороформенного (I) и спирто-бензольного (II) экстрактов битумоида «А» в горных породах (А) и минералах (Б) Приазовья и связь их содержаний с числами кислород-анионов в 10 000 Å³ породы (В).

1 — нефелиновые пегматиты; *2* — альбититы; *3* — сиенит-пегматиты; *4* — щелочные сиениты; *5* — гнейсы; *6* — габброиды; *7* — пироксениты; *8* — графитоносные метасоматиты. Цифры у фигуративных точек — количество анализов

ются согласно кислородосодержанию минеральных фаз (см. рис. 78).

Основная масса восстановленного углеродистого вещества в Приазовье сосредоточена в обедненных кислородом (O/Si до 3) лейкократовых графитовых гнейсах (осадочные аналоги — углистые песчано-

Таблица 58

Некоторые соотношения компонентов в изученных газах

Горные породы, зоны, месторождения	$\frac{CH_4}{Т.У.}$	$\frac{Н}{Ч}$	$\frac{И}{Н}$
Графитовые гнейсы	6,1	1,47	1,1
Граниты	37,3	0,13	0,2
Нефелиновые сиениты	11,6	0,23	—
Альбититы	7,3	0,16	0,3
Трещинные воды зоны Старый Крым — Перемога	3,0	1,32	0,1
Трещинные воды зоны Гранитное — Октябрьское	16,2	0,11	1,5
Газовые месторождения (Днепровско-Донецкая впадина)	11,5	0,53	0,6
Попутные газы, там же	2,1	1,05	0,4
Газовые месторождения (Крым)	9,8	0,70	0,5
Органическое вещество осадочных пород	0,3	1,11	—

Примечание. Т. У. — сумма тяжелых углеводородов, $\frac{Н}{Ч}$ — отношение углеводородов нечетных к четным, $\frac{И}{Н}$ — отношение изомерных форм бутана и пентана к нормальным.

глинистые отложения). Графит в амфиболитах, мраморах, а также в других богатых кислородом породах (O/Si от 3—3,5 до 4 и более) и в мономинеральных кварцитах, для осадочных аналогов которых (основные вулканиты, пестроцветы, карбонаты и пески кварцевые соответственно) сингенетичная органика не характерна, по нашему мнению, является продуктом метаморфизма более мобильных органических соединений, в частности, нефти. Средние содержания углерода в кварцитах составляют 0,45% (по 8 анализам), в пироксен-плагиоклазовых гнейсах 1,26% (по 38 анализам) и в мраморах 0,56% (по 7 анализам).

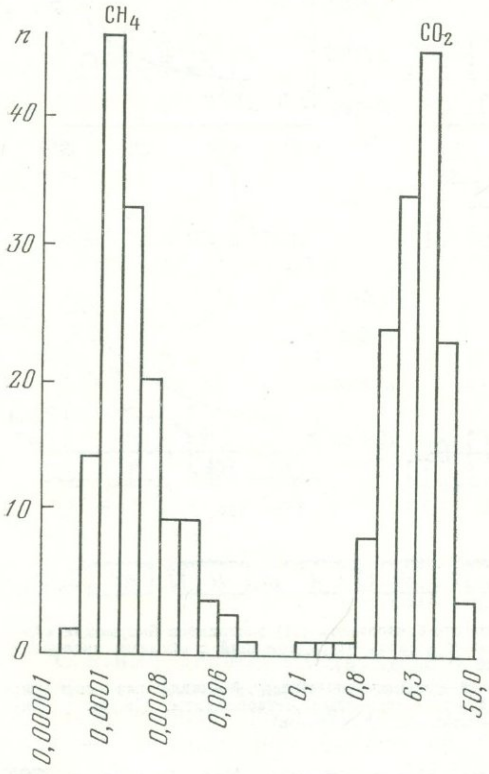


Рис. 81. Гистограмма распределения газов (см³/л) в водах коры выветривания Восточного Приазовья

Существенно, что по изотопному составу углерод графита альбититов Октябрьского массива (δC^{13} —2,2÷—2,5%) идентичен углероду вмещающих графитовых гнейсов (δC^{13} —2,00÷÷—3,5%) — по данным В. С. Лебедева и литературным данным (Сидоренко, Борщевский и др., 1972). По этим же данным изотопный состав углерода графитов группируется около значений δC^{13} —2,0%, —2,6%, —3,0%, 2—4,0% и т. д., что отвечает современным углистому веществу, газоконденсатам, нефтям и газам (рис. 82).

Если допустить, что в присутствии воды в газовой фазе над элементарным углеродом (в нашем случае это графит) появляются метан и углекислый газ: $2C+2H_2O=CH_4+CO_2$, которые тут же увлекаются флюидом по пути его миграции, то следует предполагать, что при метаморфизме углеводородные газы, дегидрируясь $CH_4+O^-=CH_2+H_2O$ или $CH_4+2O^-=C+2H_2O$ и окисляясь $CH_4+4O^-=CO_2+2H_2O$, образуют жидкие и твердые нафтиды, элементарный углерод, хемогенную и биогенную углекислоту и карбонаты. Мобилизация атомов из минеральных фаз осуществляется путем присоединения протона гидролиза растворами.

При метаморфизме во флюиды уходят те катионы, у которых связи с кислородом были наиболее слабыми. Силикаты последовательно усложняются от островных (оливины и др.) через цепочечные (пироксены), ленточные (амфиболы) и листовые (слюды, глины) к каркасным (кварц, полевые шпаты, фельдшпатоиды). Информация об этих превращениях при помощи механизма матричной репликации, эволюционного катализа (Руденко, 1969) передается взаимодействующим с ними (в магматических, гидротермальных или гипергенных процессах) углеводородам. Последние также эволюционируют от простых молекул и радикалов через цепочки, пленочные и другие промежуточные формы к трехмерным органическим молекулам, которые и фиксируются в новообразованных минеральных ассоциациях в виде жидких, твердых нафтидов и других более сложных органических соединений (см. рис. 78, 79).

В соответствии с кристаллохимическими и энергетическими данными (Лебедев, 1972), величинами подвижности изотопов (Вернадский, 1965; Донцова, 1970) и относительным распределением кислорода (Динисенко, 1971; Рудник, 1966) минеральные фазы и воздействующие на них органические соединения образуют единую саморазвивающуюся каталитическую систему (Руденко, 1969), в которой каждая из сторон выступает в качестве стимулятора эволюции компонентов вза-

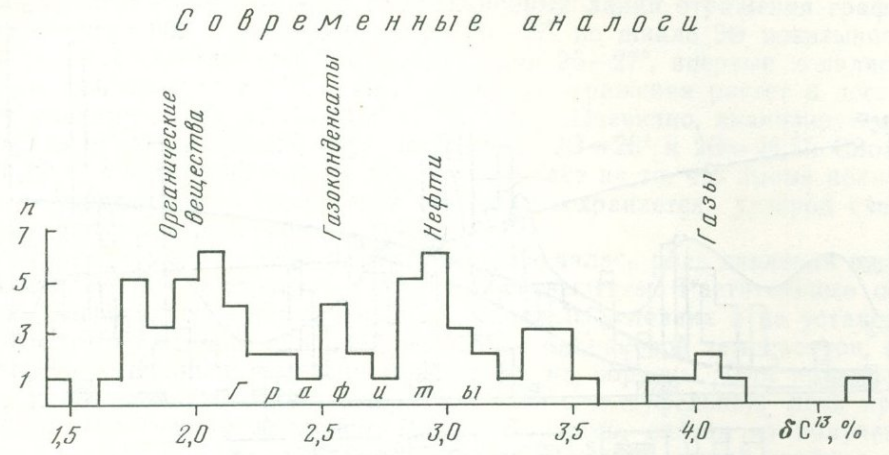
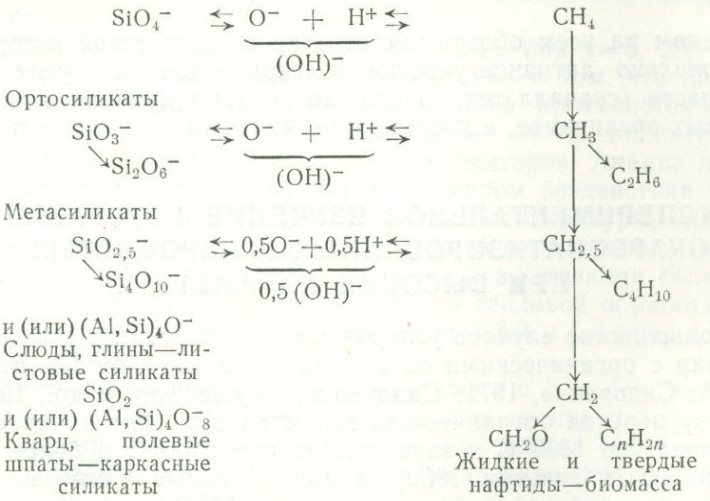


Рис. 82. Гистограмма распределения изотопов углерода углисто-графитистого вещества докембрия. Анализы выполнены В. С. Лебедевым по данным Сидоренко и др., 1972

имодействующей с нею части системы. Схематически обмен эволюционной информацией и основные тенденции в изменении системы выглядят следующим образом:



В результате эволюционно-каталитических реакций появились такие совершенные органические комплексы, которые приобрели способность к самовоспроизводству (Опарин, 1966; Руденко, 1969) и своими ферментами резко усилили биогенную миграцию атомов (Вернадский, 1965).

Уже в протерозое содержание $C_{орг}$ в осадках (0,5—0,8 вес. %) достигло таких же значений, как и в осадках фанерозоя (Ронов, Мигдисов, 1970), а общая масса $C_{орг}$ в протерозойских метаморфических породах не уступает его количеству в более поздних рыхлых осадках.

В протерозое и граниты — метаморфизованные и переплавленные осадки — достигли максимального распространения (рис. 83).

После накопления некоторого минимального количества элементов в продуктах жизнедеятельности в осадочных породах появляются повышенные концентрации сульфидов меди, цинка, свинца (с протерозоя), молибдена (с палеозоя) вплоть до промышленных (Тугаринов, 1972).

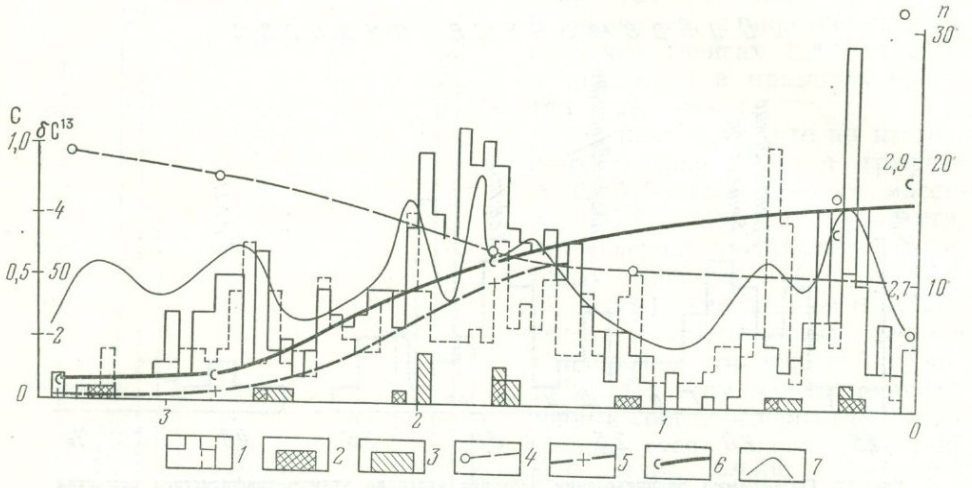


Рис. 83. Некоторые тенденции в эволюции биосферы (Ронов, Мигдисов, 1970)

1 — гистограммы распределения гранитоидов (сплошные линии) и габброидов (пунктир) по данным абсолютной геохронологии (цифры внизу — млрд. лет); *2* — гидротермальные битумо- и графитопроявления; *3* — графитоносные метаморфические породы; *4* — относительное содержание кислороданионов в метаморфизованных осадочных породах; *5* — распространенность гранитоидов (в процентах от общей площади выходов изверженных пород); *6* — содержание $C_{орг}$ в метаморфизованных осадочных породах; *7* — колебания изотопного состава углерода

В целом на всем обозримом отрезке геологической истории отчетливо проявлено активное участие углеводородов и других органических веществ (сначала тех, эволюция которых привела к возникновению живых организмов, а потом и биогенных) в литогенезе и рудообразовании.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПРЕВРАЩЕНИЙ ВЫСОКОКАРБОНАТИЗИРОВАННЫХ УГЛЕРОДИСТЫХ ВЕЩЕСТВ ПРИ ВЫСОКИХ ПАРАМЕТРАХ

В большинстве случаев углерод метаморфизованных толщ докембрия связан с органическими остатками прошлых эпох (А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1971; Сидоренко, Борщевский и др., 1972 и др.). Поскольку переход органического вещества в графит начинается лишь при температуре 1600° С и завершается при 2800° С и более (Касаточкин и др., 1957; Вульчин, 1969), а максимальные температуры регионального метаморфизма не превышают 1000° С, представлялось интересным экспериментально моделировать переход органического вещества в графит. В качестве исходных были выбраны два вещества с различной способностью к графитизации; это современный растительный детритус, состоящий из остатков морских водорослей, и битум из кимберлитов трубки «Мир».

Растительные остатки относятся к широкой группе кислородсодержащих трудно графитизируемых органических соединений. Эти вещества не проходят стадии плавления при низких температурах, полимеризация их осуществляется в твердой фазе, начальная ориентация аро-

матических слоев затруднена. Эксперименты проводились на стандартной установке сверхвысоких давлений по методике, описанной ранее (Горохов и др., 1973 а, б). Растительные остатки в первой серии опытов подвергались нагреву с последовательным ступенчатым изменением температуры (T) от 275 до 1450° С при давлении (P) 15 катм = = const и времени (τ) 20 мин = const. Последовательность преобразования органических остатков хорошо фиксируется изменением дифракционных линий от опытов с низкими температурами к опытам с высокими температурами. Анализ дифракционных линий отражения графита плоскости 002 в интервале углов 26—27° по шкале 2Θ показывает, что пик, соответствующий интервалу углов 26—27°, впервые появляется при температуре 875° С. Интенсивность отражения растет и достигает максимума при 1250—1450° С (рис. 84). Очевидно, анализируемый профиль является суммой двух постоянных 2Θ = 26° и 2Θ = 26,5°. Сложный профиль дифракционных линий указывает на то, что кроме полностью упорядоченного графита в образцах сохраняется углерод с неупорядоченной структурой.

Кроме температурной зависимости, изучалась роль давления в характере эволюции структур органических веществ. Растительные остатки нагревались в нормальных атмосферных условиях и на установке высокого давления при приблизительно одинаковой температуре, но с последовательным изменением нагрузки на образцы. Для контроля образец был нагрет при температуре 1300° С в муфельной печи при общем атмосферном давлении. Дифрактограмма, снятая из полученного в этом опыте черного обуглившегося вещества, линий графита не содержит. В интервале углов 18—30° появляется небольшое гало, свидетельствующее о начале перестройки структуры углерода (рис. 85). Однако, как мы показали выше, при таких температурах и давлении в 15 катм линии графита отчетливо фиксируют плоскость отражения 002 в интервале углов 26—27°. Интенсивность отражения увеличивается при поднятии давления до 40 катм при сохранении параметров предыдущего опыта.

Дифрактограммы образцов, обработанных при $\tau = 5$, 20, 60 мин, $T = 1050$° С и $P = 15$ катм, также свидетельствуют о том, что даже при относительно небольших экспозициях отчетливо проявляется прямая зависимость степени графитизации вещества от продолжительности воздействия температурного и барического факторов. Анализ происходящих превращений свидетельствует об активном воздействии на процесс графитизации органических остатков как температуры, так и давления. Совместное действие этих факторов резко изменяет скорость реакции. Аналогичная зависимость скорости графитизации была получена японскими учеными в экспериментах по тепловой обработке органического полимера до 1900° С при давлении в 3,0 и 5,0 кбар (Inagaki, Noda et al., 1968).

Вторая серия эксперимента была проведена с битумом из кимберлитовой трубки «Мир». Рентгеноструктурные и оптико-спектроскопические исследования показали, что битум представляет собой слаборазветвленный парафин, он принадлежит к разновидности нафтоидного типа, рафинированного характера и состоит в основном из твердых углеродистых веществ метановой структуры нормального и изостроения, малой степени заполимеризованности. Исходная система битуминозного вещества имеет различный тип химической связи между углеродными атомами и группами, графитизация их осуществляется при относительно низких термодинамических параметрах. Было предусмотрено проследить изменение битума при последовательном повышении температуры (до 600° С) с сохранением постоянного давления в 3000 атм при продолжительности каждого опыта в 10 суток. Эксперименты проводили в жаропрочных автоклавах, заливаемых для созда-

ния соответствующего давления определенным количеством воды. Битум помещали в ампулу из нержавеющей стали. Все опыты были сдублированы с добавлением в систему металлического катализатора (Ni+Mn). Весовое соотношение битума и катализатора составляло 1 : 1.

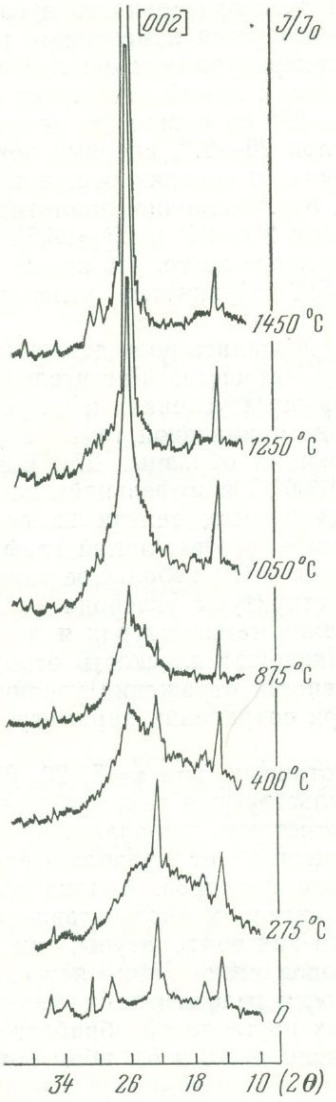


Рис. 84. Дифрактограмма образцов растительных остатков, обработанных при различной температуре при P=15 катм и τ=20 мин

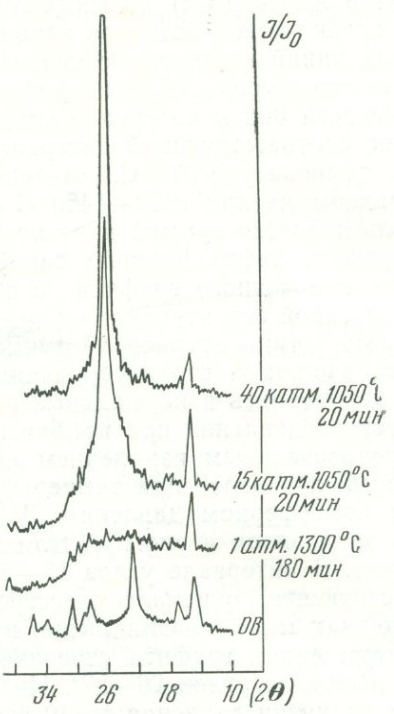


Рис. 85. Дифрактограмма образцов растительных остатков, обработанных при различных давлениях

Вскрытие ампул сопровождалось выделением газообразных продуктов с запахом нефтяных углеводородов. Замечено, что наиболее интенсивное газоотделение наблюдается в интервале температур 400—500° С, к этому же интервалу приурочены и другие, как мы увидим далее, изменения в системе. Интенсивность выделения газовой составляющей растет с ростом температуры и достигает максимума при 600° С. Содержимое ампул было экстрагировано с помощью хлороформа и спирто-бензола, что позволило разделить вещество на растворимую и нерастворимую (в органических растворителях) фракции, которые были идентифицированы количественно. На основании полученных данных составлен материальный баланс экспериментов, сведенный в табл. 59.

Таблица 59

Наименование образца	Параметры			Количество исходной пробы, г	Баланс вещества, %			Примечание
	P, атм	T, °С	τ, сутки		Растворимая часть	Нерастворимая часть	Газ + потери	
Битум	3000	600	10	0,5020	10,8	39,9	49,3	Интенсивный запах нефтяных углеводородов
„	3000	500	10	0,5018	15,0	44,0	41,0	Усиленный запах
„	3000	400	10	0,5013	20,0	50,0	30,0	То же
„	3000	300	10	0,5009	21,0	54,0	25,0	„
„	3000	200	10	0,5005	21,6	60,6	17,8	Слабый запах
„	3000	100	10	0,5010	27,3	62,3	10,4	То же
Исходное вещество		25		0,4859	34,9	65,1	—	
Битум + Ni + Mn	3000	600	10	0,5002+0,5000	7,8	28,2	64,0	Интенсивный запах
То же	3000	500	10	0,5002+0,5000	10,0	31	59,0	Усиленный запах
„	3000	400	10	0,5002+0,5000	19,3	38,6	42,1	То же
„	3000	300	10	0,5000+0,5000	22,4	39,3	38,3	„
„	3000	200	10	0,5000+0,5000	25,0	41,8	33,2	Слабый запах
„	3000	100	10	0,5000+0,5000	30,0	45,0	25,0	То же

Как видно из табл. 59, в опытах с добавлением металлического катализатора характер зависимости газовыделения в обеих сериях сохраняется, однако выход газовой составляющей увеличивается. Общей закономерностью процесса превращения является также уменьшение с повышением температуры содержания как растворимой, так и нерастворимой фракций. Это явление связано с выделением низкомолекулярных газообразных продуктов особенно в присутствии катализатора.

Просмотр проб нерастворимой фракции под бинокуляром позволил обнаружить наиболее отчетливые изменения образцов, обработанных в присутствии катализаторов при максимальных температурах в 500—600° С. Основную массу этих образцов составляет графит, что подтверждается дифрактограммой (рис. 86), четко фиксирующей пик плоскости отражения графита 002 в интервале углов 26—27° (пик 3,47—3,49 Å). Содержание парафиновых групп (пик 4,13 и 3,72 Å) в этих пробах по сравнению с исходным веществом незначительно. Последовательное снижение парафиновых соединений в образцах с ростом температурной их обработки прослеживается по дифрактограммам (см. рис. 86). Резкий скачок в сторону сокращения количества парафиновых углеводородов и образования новой фазы — графита — отмечается после 400° С. В спирто-бензольных экстрактах тех же образцов появляются ненасыщенные $>C=C<$ группы с сопряженными двойными связями ароматической природы. Первоначальная стадия этого процесса сопровождается выделением низкомолекулярных продуктов деструкции метана, этана, пропана, пропилена, бутана и их изомеров. При повышении температуры выше 400° С происходит разрыв основной углеродной цепи с образованием дополнительного количества газообразных продуктов и обуглероженного графита. В процессе обуглероживания вещества между 400 и 500° С ароматические структуры не претерпевают изменений.

С термодинамической точки зрения процессы накопления углерода в виде углеродных сеток графита могут быть поняты как химическое

преобразование менее термодинамически устойчивых афалитических (парафиновых) связей углерода σ^4 в более устойчивые ароматически связи $\sigma^3\pi$. Переход афалитического углерода в конденсированный ароматический характеризуется изменением электронного состояния углеродного атома и природы его валентных связей.

Кроме установленной температурной зависимости было проведено несколько опытов по изучению влияния давления в интервале от 1000 до 3000 атм при постоянной температуре в 500°, а также изменения продолжительности эксперимента от 5 до 10 суток при постоянной температуре в 500° С и давлении в 3000 атм. Изучение продуктов реакций при указанных условиях не выявило определенных общих и специфических отличий от выявленных закономерностей превращения битума.

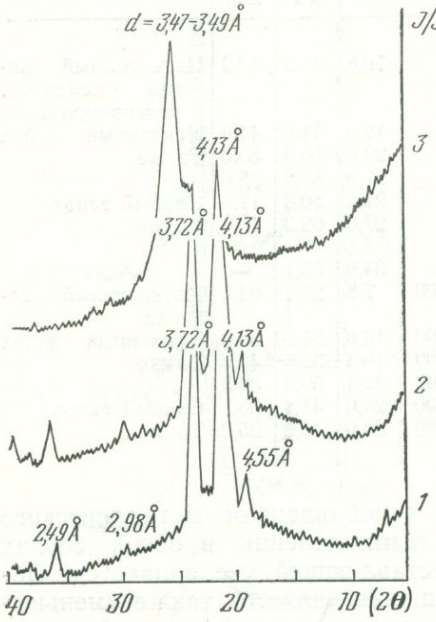


Рис. 86. Дифрактограммы нерастворимой фракции битума, обработанного при различных температурах в сравнении с исходным

1 — исходный битум; *2* — битум, обработанный при T=200° С и P=3000 атм; *3* — битум, обработанный при T=600° С и P=3000 атм

Таким образом, экспериментальные работы позволили установить, что на кинетику превращения высококарбонизированных соединений влияют и температуры, и давления, и длительность их воздействия. Важным фактором этого процесса является строение исходного вещества и его способность к графитизации. Особенностью процессов превращения органических веществ является малая скорость их течения. В условиях эксперимента эта реакция была резко ускорена значительным повышением давлений и температур, заведомо превосходящих таковые при метаморфизме самых высоких ступеней. Фактор времени, исчисляемый в природных геологических явлениях миллионами и десятками миллионов лет, обусловливает полную графитизацию органических веществ даже при низких ступенях метаморфизма с относительно невысокими термодинамическими параметрами.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ НЕФТЕ-ГАЗООБРАЗОВАНИЯ В ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

В течение последнего десятилетия, благодаря развитию нового научного направления, возглавляемого акад. А. В. Сидоренко, внимание советских геологов было привлечено к проблемам, связанным с изучением докембрийских образований. Они представляют большой научный интерес поскольку формировались в течение весьма длительного периода времени, составляющего около $^6/_7$ всей геологической истории Земли. Практическая важность изучения геологии докембрия не вызывает сомнений. С докембрием связаны уже открытые крупные месторождения различных полезных ископаемых, но вероятно не меньше минеральных богатств, таящихся в древнейших осадочных, осадочно-метаморфических и магматических образованиях нашей планеты, еще ждет своих разведчиков.

Долгое время господствовало мнение, что из числа полезных ископаемых, связанных с докембрийскими отложениями, полностью должны быть исключены нефть и газ. Однако современные теоретические достижения в области происхождения нефти (осадочно-миграционная теория нефтеобразования) и открытия достаточно многочисленных нефтидопроявлений в протерозое в разных частях света опровергли прежнее заключение.

Вопросы потенциальной нефтегазоносности явились объектом исследований на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых Геологического факультета МГУ. В результате критического анализа литературы по органической геохимии, литологии и нефтегазопроявлениям в докембрии (Страхов, 1960; А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1968, 1970, 1971; Ронов, Мигдисов, 1970; Клевцова, 1970; Murray, 1965; Calvin, 1969; Glaessiner, 1972 и многие другие) и специальных геолого-геохимических исследований работников кафедры, проводимых с целью выяснения перспектив нефтегазоносности древнейших образований в Аяно-Майском районе (Тараненко, 1969) и в Среднерусском осадочном бассейне (Соколов, Вассоевич и др., 1969; Вассоевич и др., 1972), подтвердилась справедливость выдвигаемого А. В. Сидоренко (1969) единого историко-геологического принципа изучения докембрия и постдокембрия, так же как и справедливость принципа единства основных экзогенных геологических процессов в фанерозое и в докембрии.

Этот принцип, если, конечно, воспринимать его cum grano salix и ограничивать протерозоем, действителен и в отношении процессов нефтегазообразования. В рифее и венде, когда возникали соответствующие предпосылки, эти процессы протекали по тем же законам, что и в фанерозое и явились основой осадочно-миграционной теории образования нефти (Вассоевич, 1967; 1971). Не остается сомнений в целесообразности и перспективности поисков залежей нефти и газа по крайней мере в верхнем протерозое, развитом на древних платформах.

В полном соответствии с учением о стадийности нафтидогенеза было показано, что нижний предел газонефтегенерирующей способности отложений (ceteris paribus) контролируется не их возрастом (древностью), а интенсивностью катагенетического изменения пород, их «метаморфизмом» (Вассоевич, 1970). Это справедливо для отложений, по меньшей мере, с верхнего рифея. В отношении более древних образований приходится проявлять осторожность, тем большую, чем они древнее.

В основу анализа нефтегазогенерационных возможностей верхнедокембрийских отложений был положен историко-геолого-геохимический метод, исходящий из двух взаимосвязанных положений: родиной нефти являются осадочные бассейны, а сама она, представляя жидкий гидрофобный продукт фоссилизации органического вещества, захороненного в субаквальных осадках, является, в полном смысле этого слова, детищем литогенеза, стадийным образованием, сформировавшимся в соответствующей термобарической зоне.

Сущность историко-геолого-геохимического метода — это познание истории образования газа и нефти в осадочном бассейне на фоне его развития. Этот метод применительно к оценке перспектив нефтегазоносности крупных территорий (и прилежащих акваторий) требует выяснения истории формирования соответствующего осадочного бассейна и проведения цикла специальных исследований:

— осадочная толща расчленяется на литолого-стратиграфические комплексы, характеризующиеся общностью состава и строения и битуминологическими и гидрогеологическими особенностями;

— каждый комплекс исследуется методами органической геохимии и, по возможности, методами углепетрографии (изучается не только битумоидная часть органического вещества, но все оно в целом)

с целью определения нефтегазоматеринского потенциала всех типов пород и всей свиты в целом;

— изучается степень катагенетического изменения пород и битуминизации содержащегося в них органического вещества по всей площади их развития. Используются все критерии катагенеза («метаморфизма») органического вещества — химические и петрографические. Особое внимание уделяется определению отражательной способности витринита, показателю преломления коллоальгинита и т. д.;

— картируются зоны равной катагенетической измененности пород и определяется (отдельно для каждой свиты и каждой зоны равной степени катагенеза) время (по геохронологической шкале), длительность (в млн. лет) и степень реализации породами своего нефтематеринского и газоматеринского потенциала;

— для каждого оконтуренного очага (области) нефтегазогенерации подсчитывается ориентировочно объем образовавшихся и эмигрировавших из материнских пород углеводородов;

— на основе палеоструктурно-тектонических построений и данных о распределении коллекторов и экранирующих пачек пород (покрышек) в осадочном бассейне определяются наиболее вероятные генеральные пути миграции газа и нефти и основные зоны нефтегазонакопления.

Первым, совершенно обязательным условием возможности нефтегазообразования является наличие в породах исходного для нефти углеродистого органического вещества — керогена, или седикахитов (по Н. Б. Вассоевичу). Источником такого вещества могли быть только организмы, живое вещество биосферы.

Важно отметить, что в течение позднего докембрия основным поставщиком углеродистого органического вещества в донные осадки водоемов были низшие водоросли, заселявшие близповерхностные слои водной толщи морей. Эти водоросли благодаря богатству липоидами были способны обеспечить высокий нефтеобразовательный потенциал фоссилизующегося керогена, который определяется содержанием в нем алифатических и алициклических структур, характеризующихся повышенным содержанием водорода. Такого типа планктоногенное органическое вещество принято называть не совсем точно сапропелевым. Для этого сапропелеподобного вещества, не вышедшего из зоны протокатагенеза, величина атомарного отношения H:C обычно не меньше 1, 2.

Сапроидное органическое вещество существенно отличается от его антипода, именуемого (совершенно условно и неточно) гумусовым. Последнее обязано своим происхождением высшим растениям, оно характеризуется преобладанием конденсированных ароматических структур и вследствие этого относительной бедностью водородом (имеется в виду водород, не связанный с гетероэлементами) — H : C обычно $\leqslant 0{,}7$. В дофанерозойских отложениях органическое вещество было, по-видимому, главным образом сапроидным с высоким нефтеобразовательным потенциалом, а гумусоподобное («гумоидное») вещество, обладающее весьма низким нефтематеринским потенциалом, вероятно, отсутствовало. Поэтому даже невысокое его содержание могло обеспечить значительный выход углеводородов в главной зоне нефтеобразования, располагающейся ниже главной зоны газообразования.

Н. М. Страхов справедливо отмечал еще в 1960 г. — «возросшая биомасса органического мира в морях протерозоя и рифея приводит к тому, что органическое вещество, хотя и в небольших количествах, становится постоянным и, так сказать, обязательным компонентом осадочных пород (от долей процента до 1%), особенно рифейских. Временами же, при локальных эпизодических цветениях планктона, содержание органического вещества в породах резко повышается и воз-

никают горючие сланцы, метаморфизованные аналоги которых известны под названием шунгитов» (Страхов, 1960).

В докембрии известны «полугорючие» сланцы — баженовиты и доманикиты. Например, в рифейских отложениях на северо-востоке Сибирской платформы развиты «битуминозные сланцы» с содержанием $C_{орг}$ до 12—14%. Все такие породы, пока они не претерпели мезокатогенеза, представляют собой потенциально нефтематеринские отложения. Свою способность генерировать нефть и газ они реализуют при опускании в составе осадочного бассейна на глубины, необходимые для наступления этапа, именуемого главной фазой нефтеобразования, а затем и следующего этапа, названного С. Г. Неручевым главной фазой газообразования. Выяснение условий, при которых наступают соответствующие стадии, когда потенциально нефтематеринские породы становятся нефтепроизводящими, являлось весьма важной и долгое время дискуссионной проблемой, теснейшим образом связанной с учением о стадийности нефтегазообразования.

Первая дифференцированная схема эволюции (стадий развития) нефтегазоматеринских отложений, органически связанная со ступенями литогенеза, с привязкой к ним этапов образования сначала газа (CH_4), затем нефти и газов, газоконденсатов и, наконец, снова газа, была опубликована в 1954 г. (Вассоевич, Успенский, 1954).

Главная фаза газонефтеобразования развивается при достижении породами зоны среднего катагенеза, когда углефикация органического вещества достигает тех ступеней, которые принято обозначать (по маркам гумусовых углей) как «Д», «Г» и «Ж».

Органическое вещество, или кероген в главной зоне нефтеобразования претерпевает битуминизацию. В составе новообразованных битумоидов все большую роль играет микронефть, причем впервые за всю предыдущую геохимическую историю органического вещества рождается много низкомолекулярных углеводородов, характерных для бензиновой и керосиновой фракций нефти. Одновременно усиливается десорбция микронефти и, при наличии в толще коллекторов, ее начальная миграция. Этому способствуют: а) возросшая миграционная способность микронефти (благодаря обогащению легкими углеводородами); б) существенное увеличение жирности сопутствующих микронефти газов — обилие C_2—C_5 обеспечивает возможность ее перехода в однофазовое газообразное состояние; в) появление за счет дегидратации разбухающих глинистых минералов (монтмориллонита и некоторых смешанно-слойных) агрессивной воды, растворяющей углеводороды; г) возникновение перепада давления, с одной стороны, между микропорами в глинах, неумолимо уплотняющихся и генерирующих много газов, а с другой — между порами в песчаниках (или других породах — коллекторах); в первом случае давление может достигать геостатического и обеспечивать микрогидроразрывы между чешуйками глинистых минералов; во втором случае давление часто близко к гидростатическому.

В тех случаях, когда такого перепада давления нет (например, при очень аномально высоких пластовых давлениях) или коллекторы находятся в значительном удалении, либо вообще отсутствуют, миграция микронефти сильно затруднена и она остается в материнской породе (аналитически отмечается как паравтохтонный битумоид). Такие случаи зафиксированы в майкопской толще и в кумской свите Западного Предкавказья (Вассоевич и др., 1973).

При изучении древних толщ большие трудности возникают из-за отсутствия в докембрийском органическом веществе витринита, по отражательной способности которого можно определить границы главной зоны нефтеобразования. Приходится использовать менее надежные критерии — оптические свойства, например, альгинита, коллоальгинита

и др.; петрофизические параметры пород, например, пористость, скорость прохождения сейсмических волн, минеральный состав глин (этапы гидрослюдизации монтмориллонита и т. д.) и более трудоемкие (особенно в случае низкого содержания рассеянного органического вещества) детальные химические исследования керогена в целом (элементный состав и др.) и его компонентов, в первую очередь, битумоидов — хлороформенного битумоида (ХБ) и дополнительно извлеченного спирто-бензольного битумоида (ДСББ).

Можно подойти к определению степени катагенетической измененности органического вещества и теоретическим путем, по методу Н. В. Лопатина (1971), определяя суммарный тепловой импульс — условный индикатор общего количества тепловой энергии, приобретенного данной породой за всю ее геотермическую историю.

Многие из этих методов были использованы сотрудниками кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ при изучении верхнепротерозойских отложений Среднерусского бассейна, в основном — Московской синеклизы, на примере которой опробовался историко-геолого-геохимический метод изучения нефтегазоносности осадочных бассейнов. Основным объектом исследования явились вендские отложения, почти в низах которых залегает относительно богатая органическим веществом редкинская свита («вендский доманик», по Л. Ф. Солонцову). В различных частях Среднерусского бассейна она находится на различных уровнях катагенетического изменения в зависимости от максимальной глубины погружения, близкой к современной. В краевых, сравнительно неглубоко опущенных частях бассейна (менее 2 км), вендские породы не достигают уровня главной зоны нефтеобразования и могут продуцировать только газ. В более погруженных (более 2,5—3 км) осевых частях бассейна редкинская свита находилась в главной зоне нефтеобразования, начиная с девонского периода и местами включительно до палеогенового. Нахождение ее в условиях повышенных температур и давлений способствовало битуминизации органического вещества — в среднем до 6% восстановленного битумоида, а в отдельных слоях — до 13% (в расчете на органический углерод породы). При этом хлороформенный битумоид заметно преобладает над кислым, дополнительно извлеченным спирто-бензольным. Констатируется существенное увеличение содержания углеводородов — до 1,5 кг/м³ породы.

Подтверждением того, что потенциально нефтематеринские породы редкинской свиты венда перешли в категорию нефтепроизводивших, является обилие следов перемещения в породах микронефти: отмечается во многих образцах яркая голубая люминесценция микропор и пустот, заполненных микронефтью. В максимально прогнутой части синеклизы породы венда уже в значительной мере исчерпали свой нефтематеринский потенциал. Ю. И. Корчагина смогла это установить по соответствующему изменению состава органического вещества и снижению его содержания. Уменьшился выход хлороформенного битумоида как в процентах от пород (0,01—0,025), так и в процентах от органического вещества ($\beta^{ХБ}_{C_{орг}}=1,7$). Уход микронефти сказался на относительном увеличении доли кислых битумоидов (в отдельных случаях хлороформенного битумоида оказалось меньше дополнительно извлеченного спирто-бензольного, а также на резком снижении (примерно на порядок) содержания углеводородов в породах (до 0,15 кг/м³).

Интересно, что в групповом составе углеводородов на долю нафтено-ароматических приходится 30—50%. Их присутствие в органическом веществе «сапропелевого» типа Ю. И. Корчагина объясняет глубоким преобразованием органического вещества, в частности углеводно-белковых компонентов. Новообразование углеводородов циклического строения и алифатизация метаново-нефтеновых углеводородов фик-

сируются даже в интервале глубин 2400—2900 м. Здесь отмечено сокращение нафтеновых колец с 2,2 до 1,5 (в расчете на усредненную молекулу) при одновременном увеличении количества атомов углерода в боковых цепях с 7 до 13—14 (табл. 60).

Глины редкинской свиты, находящиеся в главной зоне нефтеобразования, образуют в плане в пределах синеклизы сравнительно узкое кольцо, отделяющее периферическую зону развития пород, еще не испытавших главной фазы нефтеобразования, от центральной части прогиба, в которой породы венда уже прошли всю главную зону нефтеобразования.

Выявление зоны и времени нафтидогенерации (с учетом палеоструктурного плана и расположения) различного рода ловушек на наиболее вероятных путях миграции нефти вооружило нас одним из важнейших критериев научно обоснованной оценки перспектив территории. Оказалось возможным даже ориентировочно оценить количество образовавшихся и эмигрировавшихся из редкинской свиты углеводородов (Вассоевич и др., 1972). Однако для полноценности прогноза перспектив нефтегазоносности существенно недоставало данных об условиях сохранности тех скоплений нефти и газа, которые начали формироваться в пределах Московской синеклизы еще в девоне. Освещение этой стороны проблемы, по мнению Н. Б. Вассоевича, является в настоящее время важной задачей историко-геолого-геохимических исследований. Она должна решаться вместе с поисками наиболее надежных ловушек в вендских отложениях глубокопогруженной центральной части Среднерусского осадочного бассейна и в вышележащих отложениях нижнего палеозоя в тех районах, где можно ожидать миграции нефти и газа снизу (Вассоевич и др., 1972).

В свете учения об этапности (цикличности) нефтеобразования и главных зонах (фазах) генерации нефти и газа вопрос о сохранности их скоплений, обязанных древним

Таблица 60

Состав органического вещества в аргиллитах редкинской свиты венда в Среднерусском бассейне (по данным Ю. И. Корчагиной)

Глубина, интервал, из которого взята проба, м	Содержание в породе		Отношение $\chi = \frac{\text{ХБ}}{\text{ДСББ}}$	Битуминоидный коэффициент, %		Сумма гетероатомов в ХБ, % ($O + N + S$)	$\omega_{\text{ХБ}} = \frac{C + H}{O + N + S}$	η, (содержание масел в ХБ)	Отношение углеводородов МН : НА (М — метановые, Н — нафтеновые, А — ареновые)
	$(C_{\text{нк}})\ (C_{\text{орг}})$, %	ХБ, $\%\times10^3$		$\beta^{\text{ХБ}}$	$\beta^{\text{ДСББ}}$				
2451—2516	$\frac{0,7—2,86}{1,49\ (3)}$	$\frac{1,3—7,4}{4,3\ (3)}$	$\frac{0,8—3,7}{2,2\ (3)}$	$\frac{0,5—8,8}{5,1\ (3)}$	$\frac{0,6-2,86}{1,9\ (3)}$	$\frac{1,99—8,29}{4,76\ (3)}$	$\frac{11,1—49,4}{28,1\ (3)}$	44,0 (1)	0,7 (1)
2798—2890	$\frac{0,4—1,92}{1,31\ (4)}$	$\frac{3—25,7}{9,0\ (3)}$	$\frac{1,12—5,05}{2,64\ (4)}$	$\frac{0,8—13,35}{6,46\ (4)}$	$\frac{0,25—2,65}{0,9\ (4)}$	$\frac{1,17—2,86}{1,73\ (3)}$	$\frac{34—84}{67\ (3)}$	$\frac{55,2—58,6}{56,9\ (3)}$	$\frac{2,1—2,3}{2,2\ (2)}$
2895—3041	$\frac{0,06—1,28}{0,56\ (8)}$	$\frac{2—4,8}{1,2\ (8)}$	$\frac{0,62—3,44}{1,7\ (8)}$	$\frac{0,24—8,0}{3,24\ (8)}$	$\frac{0,31—4,5}{1,5\ (7)}$	$\frac{0,18—15,44}{6,6\ (8)}$	$\frac{5,5—37,3}{16,4\ (7)}$		$\frac{0,5—1,2}{0,8\ (2)}$

Примечание. В числителе — интервал колебаний, в знаменателе — среднее; в скобках число исследованных образцов.

отложениям, приобретает особое значение. На основе этого учения Н. Б. Вассоевич сформулировал следующий принцип: чем древнее потенциально нефтегазоматеринские отложения, тем важнее, чтобы эта их возможность была реализована как можно позднее. Действительно, чем ближе к нашим дням докембрийские (как и палеозойские) образования попадали в главную зону нефтеобразования, тем больше оказывалось шансов на сохранение залежей нафтидов, возникших за счет древних материнских пород. Даже самые надежные флюидоупоры не могли сохранить до наших дней нефтяные, а тем более газовые месторождения, которые возникли в докембрийские или раннепалеозойские (если вообще не в палеозойские) эпохи.

Поэтому при поисках нефти и газа в области развития древних отложений целесообразно в первую очередь ориентироваться на участки позднего опускания, на более или менее крупные депрессии, возникшие в результате новейших тектонических движений, и, при прочих равных условиях, — на районы развития надежных экранирующих покрышек, скорее всего, конечно, галогенных. В СССР уже получена промышленная нефть из докембрия в одном из регионов Восточной Сибири. Имеются основания рассчитывать на открытие месторождений нефти в венде и рифее в других частях Сибирской древней платформы, а также на территории Русской плиты и ее обрамления.

ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В верхнем докембрии Русской платформы принято выделять два крупных подразделения — рифей и венд. Рифей состоит из среднерифейского и верхнерифейского комплексов — аналогов юрматинской и каратауской серий Урала, а также светлинской, четласской и джежимской свит Тимана. В пределах платформы с юрматинской серией сопоставляется кырпинская (сердобская) серия, со светлинской и четласской свитами — полесская и вологодская серии (Клевцова, 1971). Мощность среднего рифея на платформе сопоставима с мощностью Южно-Уральского разреза и составляет во вскрытой его части около 4000 м. Верхний рифей в полном объеме развит лишь в восточной части платформы, в Башкирском Приуралье, где выделяется серафимовская и кушкульская серии общей мощностью более 3000 м. В центральных областях платформы верхний рифей представлен лишь нижней своей частью, к которой относится бологоевская серия мощностью более 1000 м. Венд объединяет пачелмскую (воронско-красноозерскую), волынскую и валдайскую серии и их аналоги на востоке платформы — каировскую, шкаровскую, бородулинскую и кудымкарскую серии.

Литолого-фациальный анализ, проведенный с привлечением материалов бурения последних лет (Клевцова, 1971), позволил установить, что верхнедокембрийским толщам свойственна цикличность строения, выражающаяся в последовательной неоднократной смене континентальных грубозернистых фаций морскими тонкозернистыми или карбонатными. Континентальные и субконтинентальные фации пользуются в разрезе верхнего докембрия широким распространением, особенно среди толщ, формировавшихся в ранние периоды среднерифейского и позднерифейского циклов осадконакопления (тюрюшевская и каверинская свиты среднего рифея, серафимовская и бологоевская серии верх-

него рифея, воронская свита нижнего и волынская серия верхнего венда), а также в регрессивные стадии циклов (надеждинская свита среднего рифея и поваровская свита верхнего венда). Именно это в совокупности с отмеченной многими исследователями (Страхов, 1962; Давиташвили, 1971) спецификой биосферы докембрия, заключающейся в отсутствии живых организмов в континентальном секторе, определяет в целом низкое содержание органического углерода ($C_{орг}$ 0,001—0,2%) в породах. По частоте встречаемости на долю образцов с таким $C_{орг}$ в рифейских отложениях Московской синеклизы приходится не менее 80—85%, в восточной части платформы — 90—95%. В вендском комплексе роль бедных органическим веществом пород несколько снижается (до 70—75%).

Содержание органического вещества невелико даже в морских отложениях ($C_{орг}$ 0,1—1,3%). Только в отдельных толщах, сформировавшихся в периоды максимального развития морских трансгрессий, содержание его возрастает. Это относится к карбонатным и глинистым темноцветным породам калтасинской свиты Осинско-Бирского прогиба, вологодской серии Средне-Русского и Московского прогибов, глинистым породам редкинской свиты венда Московской синеклизы, где содержание органического вещества достигает 0,5—3,0 и 8,0—10,0%. На долю таких прослоев в разрезе названных свит приходится от 5 до 50% мощности. Широкий предел колебания мощностей обогащенных органическим веществом пород связан главным образом с их невыдержанностью по простиранию.

Обогащенные органическим веществом среднерифейские породы обнаружены только в пределах Московского грабена* и в виде отдельных маломощных прослоев в Осинско-Бирском прогибе. В венде максимум развития пород, содержащих 0,5—3,5% органического вещества, приходится на зону Рыбинско-Нелидовского выступа и юго-западную прибортовую часть Московской синеклизы, а также на северо-западную часть Пачелмского прогиба. Обогащенные органическим веществом породы по простиранию и в разрезе по резкой границе замещаются пустыми или крайне бедными органическим веществом (до 0,2%) породами: обогащенные органическим веществом маркирующие прослои редкинской свиты в разрезе почти непосредственно контактируют с красно-коричневыми глинами, переполненными гидроокислами железа и лишенными органического вещества. Обогащенные иногда до сланцевых концентраций прослои, скорее всего, связаны с накоплением in situ органического вещества водорослевых лугов и осадками типа гнилого ила, образующегося в западинах литорали и лагунах с ограниченным водообменом (Вебер, 1966).

На востоке платформы среди рифейских и вендских отложений сколько-нибудь мощных горизонтов пород с содержанием органического вещества свыше 0,5%, типа редкинской свиты, не обнаружено. Оптимальные содержания органического вещества (0,5—3,0%) связаны либо со снижением биопродуктивности, либо, что более вероятно, с большей подвижностью придонных вод или несколько худшими условиями для сохранности органических остатков в придонных слоях, вокруг зон концентрации живой материи. Дальнейшее удаление от них приводит к резкому снижению в осадках содержания органического вещества (до 0,1—0,2%). Судя по распределению органического вещества, в течение всего позднего докембрия местами обитания живых организмов были прибрежные или мелководные (мелеющие) зоны морских водоемов, где при благоприятных гидродинамических условиях вместе с пелитовыми осадками происходило его накопление. На

---

* Скв. Павловский Посад, интервал глубин 2600—2051 м.

большей части акватории накопление органического вещества не имело места.

В центральных районах платформы максимум заключенного в верхнедокембрийских породах органического вещества почти в 10 раз выше, чем в восточных, обогащенные им породы сконцентрированы в прослои (2—10 м) и свиты (средний рифей — около 200 м, келкинская свита — 100—150 м), разделенные толщами пустых пород.

Отмеченные различия в характере распределения органического вещества находят свое объяснение в общем облике верхнедокембрийских отложений, существенно разнящемся в центральных и восточных районах Русской платформы. По строению и составу рифей восточной части платформы и Пачелмского прогиба сходен с южноуральским, а центральных областей — с тиманским разрезами.

Таковы вкратце особенности позднедокембрийского накопления органического вещества. Диагенетическое преобразование его начинается с первых моментов соприкосновения с минеральной массой осадка. Низкое содержание органического вещества, столь характерное для рассматриваемых отложений, присуще почти в одинаковой степени всем типам пород, но повышенное количество его, так же, как и в более молодых осадках, связано только с глинистыми или алеврито-глинистыми разностями. В песчаниках и алевролитах даже в пределах названных выше обогащенных органическим веществом свит содержание $C_{орг}$ не превышает 0,2%, а в мощной среднерифейской песчаной толще, вскрытой Павлово-Посадской и Сомовской скважинами, не более 0,05%.

Отчетливая связь наблюдается между распределением органического вещества и геохимическими фациями. Как известно, облик геохимических фаций, окисленность или степень восстановленности пород, определяемая по соотношению аутигенно-минералогических форм железа, в значительной степени обусловлены количеством и качеством фоссилизированного органического вещества. Поэтому характер геохимических фаций позволяет судить о первоначальном содержании его в осадках и возможной направленности преобразования. Одним из проявлений специфики окислительно-восстановительной характеристики верхнедокембрийских отложений является чередование в разрезе мощных бурых и сероцветных толщ, определяемое в значительной степени наличием в породах свободных гидроокислов железа. Анализ состава аутигенно-минералогического комплекса железа подтверждает широкое развитие окислительных фаций [Fe^{3+}_{HCl}(2,0—6,0%) > Fe^{2+}_{HCl} (0,5—1,5%)] в каверинской и тюрюшевской свитах среднего рифея, болгоевской и серафимовской сериях верхнего рифея, воронской свите нижнего венда, а также в волынской и поваровской свитах верхнего венда.

Среди сероцветных верхнедокембрийских отложений преобладают слабовосстановительные фации [Fe^{2+}_{HCl}(1,5—4,5%) > Fe^{3+}_{HCl}(<1,0%) > > $Fe^{2+}{}_3$(0,1—0,5%)]. Роль восстановительных и резковосстановительных фаций незначительна, их образование связано с периодами максимальной трансгрессии и относительно спокойным тектоническим режимом развития бассейна седиментации (середина среднего рифея и середина верхнего венда Московской синеклизы). Распространение восстановительных фаций внутри указанных отложений локально, они не выдержаны по простиранию и расслоены преобладающими по мощности осадками слабовосстановительных фаций.

Между характером геохимических фаций и наличием в них органического вещества существует строгая зависимость: породы окислительных фаций почти не содержат его или содержат крайне мало (до 0,1%), породы слабовосстановительных фаций содержат не более 0,3% $C_{орг}$, тогда как в породах с аутигенно-минералогическим комплексом

резковосстановительных фаций содержание органического вещества колеблется в пределах 0,5—10%. Чистота связи $C_{орг}$ — пирит нарушается в волынских и, в меньшей степени, в редкинских отложениях юго-западного борта Московской синеклизы, где широкому диапазону значений пирита и окисного железа отвечает примерно одинаковое низкое содержание органического вещества. Аномальный состав аутигенного железа связан с активной вулканической деятельностью, имевшей место в южной части Оршанской впадины. В котлинских отложениях западной части Московской синеклизы пирит зачастую отсутствует в мощных прослоях независимо от содержания органического вещества, иногда весьма значительного (до 2%). Аутигенно-минералогический комплекс [Fe^{2+}_{HCl}(2—6%) $\gg Fe^{3+}_{HCl}$(0,1—0,5%)] свидетельствует о некотором опреснении котлинского водоема перед последующим поваровским перерывом в осадконакоплении.

Морфологически органическое вещество верхнедокембрийских толщ чаще всего представлено дисперсной органо-минеральной массой, либо сконцентрированной в микропрожилки, ориентированные вдоль слоистости, либо обогащающие отдельные участки породы, которые выполняют стиллолитовые швы в известняках (калтасинская свита). Углеподобные включения встречаются крайне редко и связаны преимущественно с карбонатными и обломочными породами. Содержание органического вещества и его морфология не отражают изменения глубины залегания пород в диапазоне 600—4800 м.

Результаты изучения остаточного органического вещества (устное сообщение О. П. Четвериковой) указывают на преобладание сапропелевой основы в его составе и на невысокую степень его преобразованности во всем диапазоне глубин Московской синеклизы. Гуминовые кислоты отсутствуют, что вполне соответствует природе органического вещества и длительности его преобразования.

Одной из наиболее важных составных частей органического вещества являются битуминозные компоненты. В подавляющем большинстве пород верхнего докембрия Русской платформы содержание битумов в составе органического вещества не превышает 0,5—1,0%, а количество хлороформенного экстракта (хлороформенный битумоид) в породах не более 0,005%. Содержание хлороформенного битумоида находится в прямой связи с количеством органического вещества, что свидетельствует в пользу его сингенетичности. Поэтому породы, обогащенные органическим веществом, содержат и значительно большее количество хлороформенного битумоида, которое в редкинской свите венда достигает 0,1%, а в верхах среднего рифея Московского грабена 0,05%, при битумном коэффициенте соответственно 10 и 2%.

Битуминозность пород и величина битумного коэффициента в значительной степени определяются геохимическим обликом вмещающих пород: в окислительных фациях вне зависимости от литотипа битумов практически нет, слабовосстановительные фации мало битуминозны (хлороформенный битумоид менее 0,002%, битумный коэффициент не более 2%), породы восстановительных и резковосстановительных фаций содержат 0,01—0,1% хлороформенного битумоида и имеют битумный коэффициент порядка 2—10%.

Значительную роль в изменении органического вещества и битуминозности пород играет величина погружения толщ и их палеотемпературная история. Расчеты показали, что в центральных областях платформы максимальные палеоглубины залегания обогащенных органическим веществом пород среднего рифея и редкинской свиты венда не превышают 3000 м, а палеотемпературы 100° С. В восточной части платформы в отдельных участках палеоглубины возрастают до 5—10 км, а палеотемпературы — до 200° С.

Столь значительная разница в термодинамической обстановке верхнедокембрийских толщ нашла свое отражение в значительно более широком характере нефтегазопроявлений в восточной части платформы, несмотря на отсутствие обогащенных органическим веществом толщ. В пределах Московской синеклизы диапазон палеотемператур 50—100° С определил существенные различия в степени битуминозности органического вещества и в составе битумов западной (глубины 500—1000 м) и осевой (глубины 2000—3000 м) зон. Имеются в виду породы с содержанием органического вещества не менее 0,5%. К. Ф. Родионова отмечает возрастание значения битумного коэффициента, появление в осевой зоне синеклизы (в редкинских нефтематеринских отложениях) миграционных битумов, увеличение роли восстановленных компонентов и некоторую ароматизацию углеводородных фракций, связанную, возможно, с эмиграцией более подвижных метановых углеводородов (Родионова и др., 1971).

Подводя итоги, следует отметить, что распределение органического вещества в верхнедокембрийских отложениях в значительной степени определяется особенностями седиментационного процесса и спецификой развития биосферы. Соотношения между органическим веществом и аутигенно-минералогическими формами железа укладываются в схему Н. М. Страхова, разработанную для более молодых отложений. Это свидетельствует о том, что процессы диагенетического преобразования органического вещества в протерозойских толщах не отличаются по существу от диагенеза более молодых отложений. Связь с седиментационным процессом, сходство диагенеза протерозойских отложений с диагенезом более молодых образований, так же как и сходство реакций на катагенные факторы позволяют считать, что при оценке нефтегазоматеринских и нефтегазопроизводящих свойств к верхнедокембрийским отложениям вполне могут быть применены общепризнанные критерии. Согласно этим критериям нефтематеринские породы есть почти во всех стратиграфических подразделениях докембрия. Применительно к изученному району нефтематеринские свиты приурочены к верхней части среднего рифея Московского грабена и редкинской свите Московской синеклизы.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОРОД И НЕФТЕЙ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И МЕЗЕНСКОЙ ВПАДИНЫ

Геохимические исследования органического вещества пород и нефтей обычно осуществляются с помощью химических методов, обладающих высокой информативностью, но имеющих и ряд существенных недостатков: длительность определений, необходимость больших навесок, возможность деструктивных преобразований анализируемого вещества. Применение физических методов в геохимии органических соединений существенно расширило и детализировало представление о их составе, а главное, позволило получить принципиально новые сведения о структуре.

В лаборатории битуминологии ВНИИЯГГ разработан комплекс физических методов для изучения органического вещества пород и нефтей, который выполняется в сочетании с химическими исследованиями. В комплекс физических методов входит: инфракрасная спектроскопия (ИКС), ядерный магнитный резонанс (ЯМР), электронный парамагнитный резонанс (ЭПР) и газожидкостная хроматография. Исследования выполняются как непосредственно в кернах, так и в узких фракциях органического вещества и нефтей.

За последние пять лет в лаборатории собран и обработан обширный материал по изучению органического вещества и нефтей в различных регионах СССР. Стратиграфический диапазон исследованных пород и залежей охватывает время от девона до современных осадков морей.

Объектом исследований являются породы валдайской серии венда, вскрытые скважинами на территории Московской синеклизы и Мезенской впадины, и нефть, полученная из этого же комплекса на Даниловской площади (Московская синеклиза).

В указанных регионах валдайская серия венда представлена пестроцветными терригенными породами, обладающими низким содержанием $C_{орг}$ (чаще до 0,2%, в редкинской свите до 1%) и битуминозного вещества* (0,03—0,05%); однако органическое вещество, обладает высокой степенью битуминозности ($\beta_{ХБА}$ 7—15%), а битуминозное вещество имеет нейтральный состав и специфическое соотношение компонентов в хлороформенном экстракте (масляная фракция от 30 до 60%, асфальтенов не более 3%). Следует отметить, что перечисленные показатели не изменяются в зависимости от литологии пород и глубины их залегания. Создается впечатление снивелированности геохимических параметров в разрезе.

Изучение пород физическими методами начинается с замеров сигнала ЭПР и ЯМР непосредственно в кернах. Спектры ЭПР и ЯМР имеют вид одиночного сигнала, параметрами которого является амплитуда и ширина. Амплитуда сигнала ЯМР дает относительное представление о содержании водорода в органическом веществе (при условии удаления из породы неструктурных вод), а его ширина — о степени взаимосвязи органического вещества с вмещающей породой: чем шире сигнал, тем сложнее взаимосвязь. Следовательно, порода, содержащая миграционное битуминозное вещество, даст сигнал большой амплитуды при минимальной ширине; амплитуда сигнала от сингенетичного органического вещества будет изменяться, но ширина всегда будет значительной. Определение площади сигнала ЭПР и сравнение с эталоном позволяет вычислить количество парамагнитных центров (КПЦ) в органическом веществе. Как установлено многочисленными исследованиями, проведенными в лаборатории, КПЦ находится в прямой зависимости от содержания, состава, степени преобразованности и фациального типа органического вещества. КПЦ закономерно возрастает по мере увеличения количества органического вещества в породах, степени его преобразованности, преобладания в составе высокомолекулярных небитуминозных компонентов; аналогичная тенденция имеет место в ряду от сапропелевого органического вещества к гумусовому.

Все проанализированные породы протерозоя дали сигналы ЭПР и ЯМР (рис. 87). Обсчет сигналов ЭПР показал, что КПЦ в породах колеблется от 0,03 до $0{,}2 \cdot 10^{17}$ на 1 г вещества. Низкие значения КПЦ согласуются с обедненностью пород органическим веществом и высоким содержанием битуминозных компонентов в его балансе (до 40%). Вместе с тем, спектры ЭПР протерозойских отложений имеют и принципиальные отличия, которые заключаются в том, что кроме основного углеродного сигнала, по обе стороны от него располагаются дополнительные сигналы невыясненной природы. Дополнительные сигналы отражают структурные особенности минеральной части пород и, очевидно, обусловлены дефектами в структуре кварца, возникающими при термодинамических воздействиях и облучении.

---

* Здесь и далее, говоря о битуминозности пород, подразумеваем сумму хлороформенного (ХБА) и спирто-бензольного экстрактов битума А (СББА).

Спектры ЯМР для большинства исследованных образцов имеют вид одиночного сигнала значительной ширины и амплитуды. Исключение составляют пробы из редкинскй свиты, вскрытой скв. 1-Сафоновская (Мезенская впадина), где сигнал ЯМР достигает максимальной амплитуды при резком сокращении его ширины. По результатам определений следует констатировать, что органическое вещество протерозойских отложений обогащено водородом и имеет, очевидно, сингенетичное происхождение; в редкинской свите (скв. 1-Сафоновская) имеют место скопления миграционного битуминозного вещества.

Детальные исследования ХБА и его компонентов выполнены методами ИКС и газожидкостной хроматографии. На ИК-спектрах ХБА максимальной интенсивностью обладают п. п.* карбонильной группы (1720 $см^{-1}$), которая в сочетании с п. п. в области 1100—1300 $см^{-1}$ дает основание считать, что кислородсодержащие соединения представлены эфирами и кислотами (рис. 88). Парафиново-нафтено-

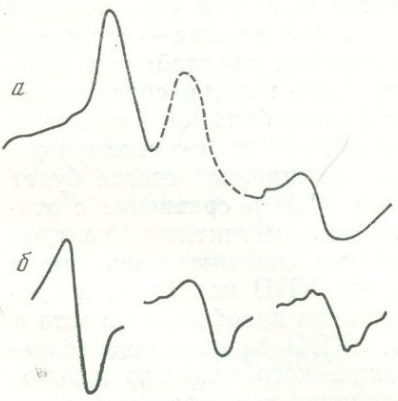


Рис. 87. ЭПР- и ЯМР-спектры протерозойских пород

а — ЭПР-спектр (пунктиром обозначен сигнал от $C_{орг}$); *б* — ЯМР-спектры

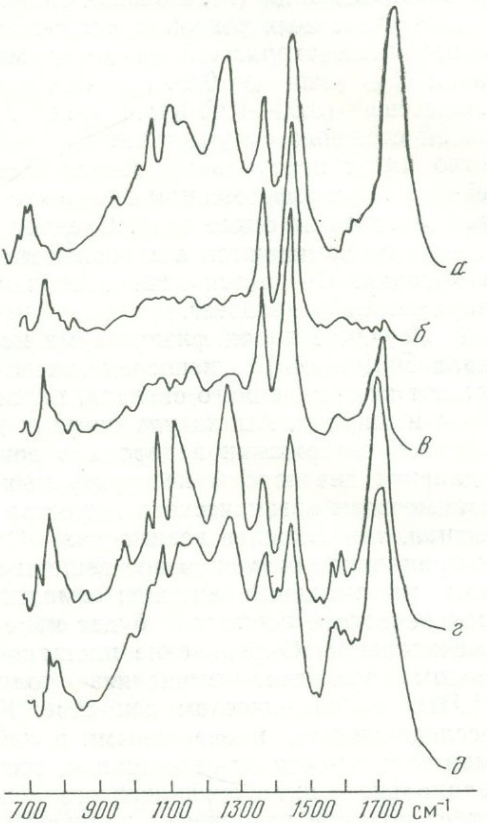


Рис. 88. Характерные ИК-спектры ХБА и компонентов

а — ХБА; *б* — масла; *в* — петролейно-эфирные смолы; *г* — бензольные смолы; *д* — спирто-бензольные смолы

вые структуры присутствуют в подчиненном количестве, еще менее представительны ароматические. На спектрах ХБА не представилось возможным обнаружить различие структуры по площади, что касается спектров компонентов, то таковое четко себя проявило.

В маслах ХБА практически отсутствуют кислородсодержащие структуры, крайне ограничено количество ароматических; основу составляют парафиново-нафтеновые (преимущественно парафиновые), имеющие среднюю длину цепей. В разрезах Даниловской площади масла ХБА обогащены как кислородными, так и ароматическими структурами. Структура петролейно-эфирных смол мало чем отличается от структуры масел; различие заключается в увеличении количества кислородсодержащих групп и в некоторой степени ароматических. В бензольных и спирто-бензольных смолах соответственно возрастает

* П. п. — полосы поглощения.

значение кислородных структур при заметном уменьшении количества парафиново-нафтеновых. Следует отметить, что даже в смолах ароматические структуры представлены крайне ограниченно. Таким образом, для ХБА и всех его компонентов характерно, прежде всего, алифатическое строение, что касается углеводородов ХБА, то для них можно констатировать преимущественно метановый состав.

Особо выделяются образцы из редкинской свиты скв. 1-Сафоновская, в которых битуминозное вещество, судя по ИК-спектрам, аналогично нефти (рис. 89). В ХБА количество кислородных структур ограничено, в петролейно-эфирных смолах они практически отсутствуют и совсем не обнаружены в маслах; повсеместно проявляют себя ароматические структуры, главенствующее положение занимают парафиново-нафтеновые, сохраняющие свою роль вплоть до спирто-бензольных смол.

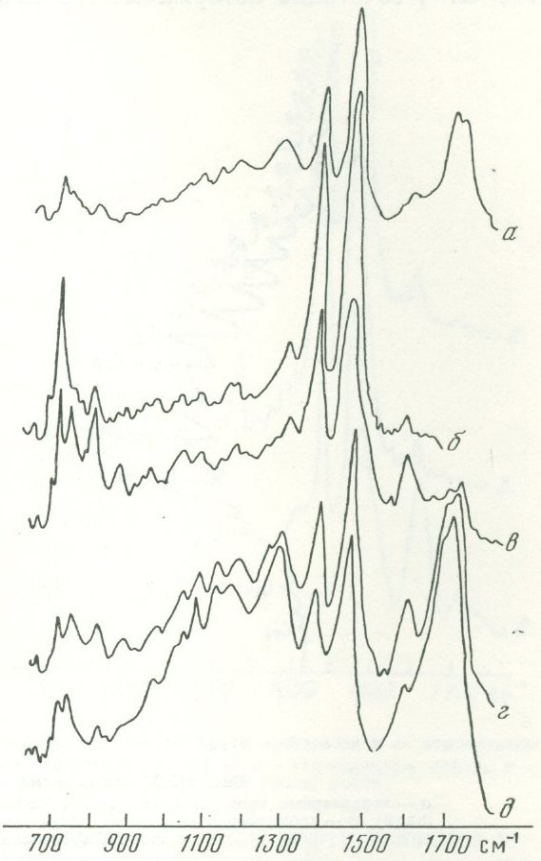


Рис. 89. ИК-спектры ХБА и компонентов отложений редкинской свиты (скв. 1-Сафоновская)

а – ХБА; *б* – масла; *в* – петролейно-эфирные смолы; *г* – бензольные смолы; *д* – спирто-бензольные смолы

Хроматографическими исследованиями масел ХБА установлено, что ряд н-алканов имеет протяженность от C_{12-14} до C_{31-33} с максимальным выходом фракции для большинства образцов в C_{18}; содержание жидких компонентов (до C_{16} включительно) составляет 2—7% (в редкинской свите скв. 1-Сафоновская — до 15%); коэффициент нечетности равен 1,1—1,4 (рис. 90). Отличительной особенностью хроматограмм всех исследованных образцов является присутствие в жидкой части высоких промежуточных пиков, площади которых в образце редкинской свиты скв. 1-Сафоновская практически не отличаются от площадей пиков н-алканов. Располагая сведениями о преимущественно метановом составе масел ХБА протерозойских отложений, следует считать, что промежуточные пики соответствуют изоструктурам. Перечень хроматографических показателей (расположение максимума выхода н-алканов в начале твердой части, низкий коэффициент нечетности и широкое развитие изоструктур) свидетельствует о глубоко зашедших процессах формирования углеводородной системы.

На Даниловской площади в скв. 4 из песчаников венда (редкинская свита) были получены слабые притоки нефти, в компонентном составе которой 89,40% углеводородов, 8,80% бензольных смол, 2,60% спирто-бензольных смол и 0,25% асфальтенов. Неразогнанная нефть и ее компоненты исследовались физическими методами. ИК-спектры неразогнанной нефти и ее компонентов позволяют отметить ряд специфических особенностей ее (рис. 91). В углеводородной фракции преобла-

дающими являются парафиновые структуры; п. п. нафтеновых структур при 970 $см^{-1}$ мало интенсивна. Среди парафиновых структур велика роль изоструктур (изопропильные и, вероятно, трет-бутильные группировки), наличие которых подтверждается присутствием п. п. при 1175 $см^{-1}$ и расщеплением п. п. 1380 $см^{-1}$. Невысокая интенсивность п. п. 725 $см^{-1}$ указывает на то, что длина парафиновых цепей невелика. Ароматические структуры образуют п. п. при 690, 750, 770, 820 и 1610 $см^{-1}$, сочетание которых можно проинтерпретировать следующим

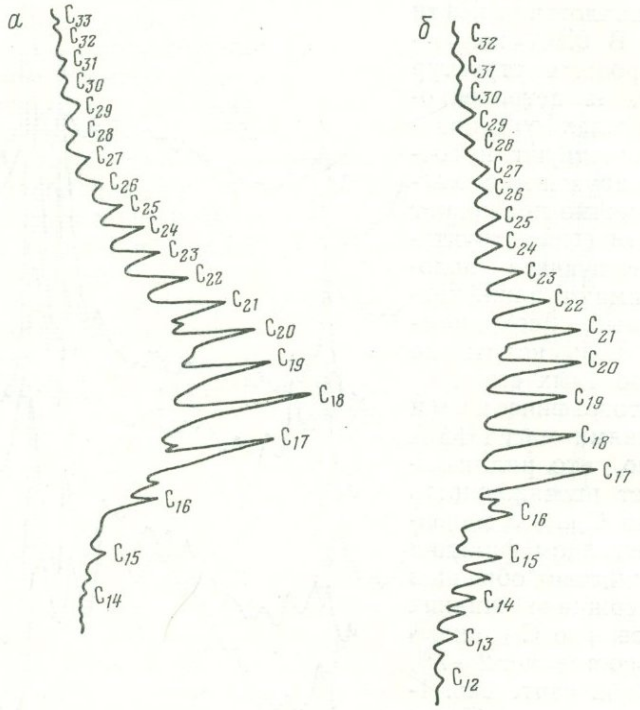


Рис. 90. Хроматограмма масел ХБА

а — характерные хроматограммы масел ХБА (Молоковская и Нейская площади); *б* — хроматограмма масел ХБА отложений редкинской свиты (скв. 1-Сафоновская)

образом: ароматические соединения имеют простое строение (одно и двухъядерное), среди замещенных бензола, вероятно, менее представительны монозамещенные (низкая интенсивность п. п. при 690 $см^{-1}$), значительная интенсивность п. п. 820 $см^{-1}$ указывает на существенное развитие в классе ароматических углеводородов замещенных нафталина. Что касается общего количества ароматических структур, то оно невелико; последнее подтверждает низкий коэффициент ароматизации (отношение площадей п. п. 1610 $см^{-1}$ к 725 $см^{-1}$) нефти, равный 0,4. Бензольные смолы состоят в основном из конденсированных ароматических колец, содержащих короткие парафиновые цепи; участие кислородных структур крайне ограничено.

Дополнительные сведения о составе нефти получены при изучении ее методом ЯМР высокого разрешения (рис. 92). В углеводородной фракции максимальная интенсивность поглощения соответствует протонам CH_2 и CH_3 групп алканов; глубокое расщепление п. п. CH_3 группы свидетельствует о широком развитии изоструктур. П. п. при химическом сдвиге 8,57 соответствует однокольчатым нафтенам (циклогексан), содержание которых, судя по интенсивности поглощения, крайне ограничено. Интерпретация ЯМР-спектра для протонов ароматического

кольца (химический сдвиг 2,0—3,5 м. д.) и заместителей (CH_3-группа — химический сдвиг 7,7—7,8 м. д. и CH-CH_2-группы — химический сдвиг — 7,4—7,6 м. д.) позволяет констатировать, что ароматические углеводороды представлены преимущественно ди- и тризамещенными бензола; не исключено присутствие бициклических соединений. В заключение следует отметить, что на ЯМР-спектре имеется малоинтенсивная область поглощения при химическом сдвиге 4,5—5,5 м. д., соответствующая протонам олефиновых структур. Присутствие алкенов в древних нефтях было отмечено нами ранее.

Углеводородные компоненты нефти исследовались методом газожидкостной хроматографии для установления характера распределения н-алканов во фракции, выкипающей при температуре выше 150° С (рис. 93). Ряд н-алканов имеет протяженность от C_9 до C_{34}, однако после C_{23} содержание членов ряда быстро убывает. Твердые н-алканы (от C_{17} и выше) составляют 26% от суммы н-алканов, максимум выхода фракции расположен в начале ряда, коэффициент нечетности составил 1,1. Между пиками жидких н-алканов расположены высокие промежуточные пики, подтверждающие наличие изосоединений.

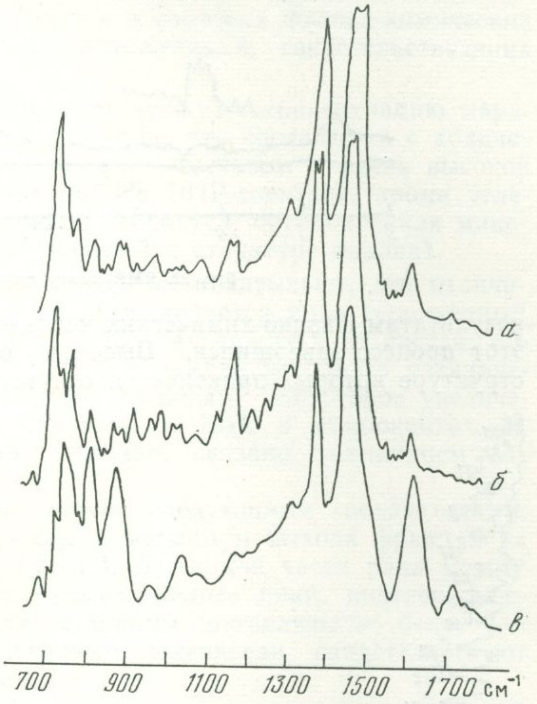


Рис. 91. ИК-спектры нефти протерозоя и ее компонентов
а — неразогнанная нефть; *б* — углеводороды нефти; *в* — бензольные смолы нефти

Таким образом, нефть протерозоя обладает специфическими особенностями как состава, как и структуры отдельных компонентов. Основным компонентом нефти являются углеводороды, в ней практически отсутствуют асфальтены и ограничена роль смол. Углеводороды представлены всеми тремя классами, но основу составляют алканы нормального изостроения. Длина цепей н-алканов невелика; изоструктуры, количество которых значительно, обладают сложным строением (изопропильные и трет-бутильные группировки) и сосредоточены в жидкой части ряда. Нафтеновые углеводороды имеют второстепенное значение, а так как по своим спектрометрическим параметрам они близки к алканам, то по ИК- и ЯМР-спектрам не представляется возможным определить детали их строения. В количественном отношении ароматические углеводороды наименее представительны, в их структуре преобладают би-, тризамещенные бензола и бициклы. Бензольные смолы нефти состоят из конденсированных ароматических колец с короткими парафиновыми цепями при ограниченном участии кислородных структур. Очевидно, в состав нефти входят олефины.

По результатам физико-химических исследований битуминозного вещества и нефти протерозойских отложений представляется возможным высказать некоторые соображения теоретического и практического характера.

Осадконакопление в валдайское время в основном протекало в континентальных условиях временами сменявшихся морскими, поэто-

му на первых этапах формирования пород нет основания предполагать скопления в них значительных количеств органического вещества. На протяжении длительного геологического времени шел процесс преобразования органического вещества и генерации углеводородов. Судя по

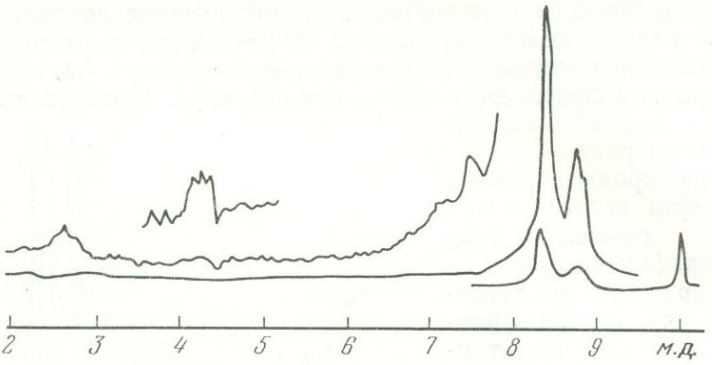


Рис. 92. ЯМР-спектр нефти протерозоя

результатам физико-химических исследований битуминозного вещества, этот процесс завершился. Высокая обогащенность ХБА маслами, в структуре которых практически отсутствуют кислородные группировки и преобладающее значение имеют соединения алифатического строения, низкое содержание асфальтенов, глубокая сформированность ряда н-алканов, повышенная степень битуминозности органического вещества и отсутствие в его составе гуминовых кислот, — все это свидетельствует о завершенности процесса преобразования органического вещества. Очевидно, завершенность процесса, кроме приведенных фактов, проявляется наиболее четко в характере распределения н-алканов. При наличии низкого значения коэффициента нечетности и положении максимума выхода фракции в начале твердой части в ряду н-алканов жидкие компоненты имеют крайне ограниченное значение, что, вероятнее всего, является следствием эмиграции их из пород. Таким образом, исследованное битуминозное вещество, на наш взгляд, является остаточным продуктом.

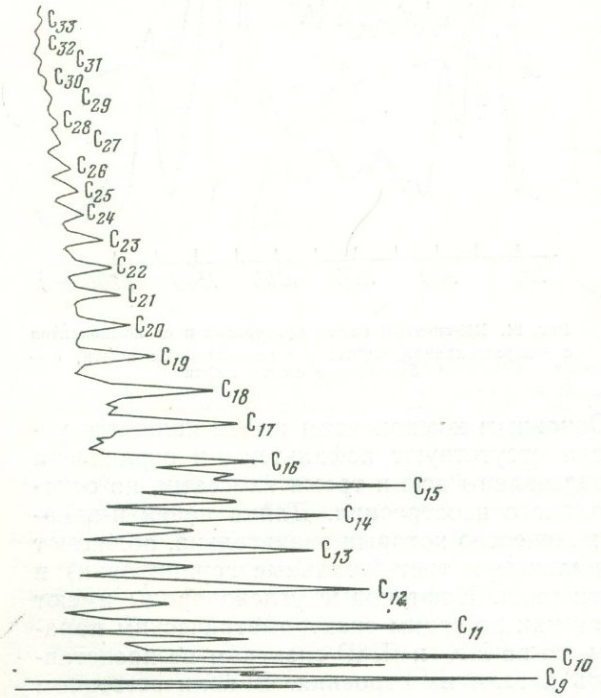


Рис. 93. Хроматограмма н-алканов нефти протерозоя

Общность углеводородного состава битуминозного вещества и нефти, которая проявляется в преобладающем содержании метановых углеводородов нормального и изостроения, дает основание предполагать, что обнаруженные скопления нефти являются in situ.

Выполненные исследования дают основание сделать следующие выводы.

1. Пестроцветные терригенные породы валдайской серии венда в Центральных районах Московской синеклизы и Мезенской впадины обладают низким содержанием $C_{орг}$ (повышенные значения характерны для редкинской свиты) и битуминозного вещества нейтрального состава; органическое вещество имеет высокую степень битуминозности, а в составе ХБА преобладает масляная фракция при низком содержании асфальтенов.

2. По ЯМР-спектрам пород установлено, что органическое вещество обогащено водородом и находится в сложных физико-химических взаимоотношениях с вмещающими отложениями, свидетельствующих о его сингенетичной природе.

3. ЭПР-спектры пород обнаружили низкую концентрацию парамагнитных частиц в органическом веществе, что согласуется с количественным распределением его по разрезу, составом и очень высокой степенью катагенного преобразования. На ЭПР-спектрах, кроме углеродного сигнала, имеется сверхтонкая структура, обусловленная минеральной частью пород (очевидно, дефекты в структуре кварца).

4. ИК-спектры ХБА и его компонентов показывают, что отличительной особенностью структуры веществ является ярко выраженный алифатический характер всех соединений, входящих в их состав; последнее дает основание предполагать, что состав исходного органического вещества был преимущественно липидным. Некоторое увеличение количества ароматических структур в ХБА и компонентах из разрезов Даниловской площади, вероятно, связано с влиянием залежи.

5. Ряд н-алканов характеризуется следующими показателями: протяженность ряда от C_{13-14} до C_{32-33}, максимум выхода фракции на C_{17-18}, коэффициент нечетности 1,2—1,4. В жидкой части ряда между пиками н-алканов присутствуют промежуточные пики, подтверждающие наличие изоструктур. Жидкие н-алканы составляют не более 7—10% от суммы н-алканов. Полученные показатели свидетельствуют о сформированности всей системы.

6. Среди изученных разрезов выделяются отложения редкинской свиты, вскрытые скв. 1-Сафоновская на территории Мезенской впадины, где обнаружено битуминозное вещество, близкое по составу нефти, полученной из протерозойских отложений.

7. Нефть протерозоя имеет специфический состав и обладает своеобразной структурой отдельных компонентов. В компонентном составе нефти практически отсутствуют асфальтены, а в углеводородной части преобладают алканы нормального и в большом количестве изостроения; нафтеновые углеводороды представлены в ограниченном количестве и, судя по ЯМР-спектрам, имеют однокольчатое строение. Ароматические углеводороды преимущественно моноциклического строения (не исключено наличие бициклов) с большим разнообразием заместителей (CH_3, CH_2 и CH группы), причем наиболее развиты би- и тризамещенные. По данным ЯМР-спектроскопии установлено наличие в нефти алкенов.

8. Общность углеводородного состава нефти и ХБА пород дает основание для заключения о их генетической связи. Нефть является продуктом аккумуляции мобильных компонентов глубоко преобразованного битуминозного вещества протерозойских отложений, в которых сохранилась его мало подвижная часть.

9. Материалы геохимических исследований и данные истории геологического развития изученной территории свидетельствуют о незначительных перспективах вендских отложений в части открытия нефтегазовых месторождений.

ОСТАТОЧНОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ДОКЕМБРИЙСКИХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОДАХ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Основным источником углеводородов Западной Сибири, согласно представлению большинства исследователей, является органогенное вещество преимущественно глинисто-карбонатных нефтематеринских толщ, выполняющих обширные впадины и синеклизы (Бакиров и др., 1972; Нестеров и др., 1971; Вассоевич, Амосов, 1967 и др.).

Вместе с тем, исследуя метаморфические формации кристаллических щитов, А. В. Сидоренко и Св. А. Сидоренко (1971) показали, что углеродистое вещество в процессе метаморфизма осадочных пород полностью не уничтожается. Изучение реликтового углеродистого органического вещества метаморфических комплексов фундаментов нефтегазоносных областей как возможного дополнительного источника углеводородов представляет большой практический интерес.

В данном разделе приводятся результаты изучения состава, количественного содержания и характера распределения $C_{орг}$, общего и легких углеводородных фракций в метаморфических породах фундамента западной части Западно-Сибирской плиты (Березово-Шаимская нефтегазоносная область).

В строении складчатого основания рассматриваемой территории принимают участие метаморфические и магматические породы докембрийского и палеозойского возраста. Фундамент покрыт мощным (1,5—2 км) мезо-кайнозойским осадочным чехлом. Залежи нефти и газа приурочены к верхне- и среднеюрским песчаным пластам, залегающим в основании осадочного чехла и, в меньшей мере, к коре выветривания фундамента.

Породы фундамента метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев и альмандиновых амфиболитов. Дополнительно выделен комплекс слабометаморфизованных осадочных образований раннекарбонового возраста, представленный глинистыми, углисто-глинистыми, песчано-глинистыми сланцами и менее распространенными алевролитами, песчаниками, конгломератами, гравелитами, яшмами и яшмовидными породами, мраморизованными известняками. Магматический комплекс представлен интрузивными и эффузивными разностями различного состава, среди которых наибольшее распространение имеют гранитоиды и эффузивы основного ряда.

Глинистые сланцы вскрыты наибольшим числом скважин. Поля их развития приурочены главным образом к синклиналям и погруженным крыльям поднятий. В синклинальных участках с ними ассоциируют пермо-триасовые эффузивные и интрузивные образования основного ряда, которым соответствуют обширные положительные аномалии на магнитометрических картах. Для глинистых сланцев характерны совершенная сланцеватость, наличие кливажа, а также ассоциация глинистых минералов осадочного происхождения: гидрослюд с метаморфическими новообразованиями — мелкочешуйчатой бесцветной слюдой, серицитом и светло-зеленым хлоритом. Внешний облик пород, их окраска в значительной мере определяются присутствием углисто-графитистого вещества. С увеличением его содержания окраска меняется от темно-серой до черной.

Фация зеленых сланцев представлена тремя субфациями. К низкотемпературной кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации относятся филлитовые и филлитовидные тонкозернистые сланцы, имеющие кварц-серицитовый и кварц-хлорит-серицитовый состав, а также более крупнозернистые сланцы кварц-мусковитого, кварц-альбит-мусковитового, кварц-альбит-хлорит-мусковитового, кварц-альбит-эпидот-сфен-кальцит-хлорит-тремолитового и хлорит-доломитового состава. Минераль-

ный состав сланцев сильно варьирует, они часто содержат графиг, обусловливающий темную окраску пород. Графит равномерно пропитывает тонкозернистую ткань пород, либо обогащает отдельные микропрослои. Сланцы, содержащие много графита, часто бывают обогащены пиритом. Возраст тонкозернистых филлитовых и филлитовидных сланцев силурийский и, возможно, раннедевонский, более крупнозернистых альбит- и мусковитсодержащих — ордовикский.

Докембрийские метаморфические комплексы развиты локально. К ним относятся сланцы среднетемпературной кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации и высокотемпературной кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации зеленосланцевой фации, а также гнейсовые образования глубоко метаморфизованные в условиях фации альмандиновых амфиболитов. Докембрийские породы залегают в ядрах крупных антиклинальных структур, где более молодые палеозойские образования эродированы (рис. 94).

Сланцевый докембрийский комплекс установлен скважинами в пределах Шаимского газонефтеносного района. В него входят сильно варьирующие по составу сланцы: альбит-биотит-мусковит-микроклин-кварцевые, альбит-эпидот-хлорит-биотит-кварцевые, кварц-альбит-хлорит-биотит-эпидот-тремолитовые, кварц-альбит-биотит-магнетит-актинолит-сфен-кальцит-эпидот-хлоритовые, альбит-цоизит-сфен-хлорит-мусковит-альмандин-кварцевые и кварц-кальцит-эпидот-тремолитовые. Графит также типичен для рассматриваемых пород.

Докембрийские гнейсы фации альмандиновых амфиболитов распространены в фундаменте Березовского газоносного района. По минеральному составу выделяются биотитовые, биотит-гранатовые и рогово-обманковые плагиогнейсы, для которых характерны широко развитая мигматизация и тектоническая нарушенность.

Проведенные исследования показали, что $C_{орг}$ содержится преимущественно в пелитовых породах всех ступеней метаморфизма, но количество его с увеличением степени метаморфизма сильно понижается. В наиболее метаморфизованных докембрийских образованиях содержание $C_{орг}$ изменяется от 0,30 до 0,80% (табл. 61).

Таблица 61

Типы пород	Число определений	Содержание $C_{орг}$, вес. %	
		средние значения	диапазоны изменений
Углисто-глинистые сланцы	3	5,33	3,92—6,72
Глинистые и песчано-глинистые сланцы	14	1,17	0,48—1,43
Филлиты и слюдяные сланцы с графитом	16	0,59	0,12—1,13
Биотитовые и гранатовые плагиогнейсы	5	0,38	0,03—0,80

В сланцах $C_{орг}$ составляет от 0,12 до 1,13%, при этом наблюдается прямая зависимость между содержанием графитистого вещества и $C_{орг}$. Подобную зависимость отмечают и другие исследователи (А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1971). Это позволяет говорить о связи $C_{орг}$ с графитистым веществом. В гнейсах $C_{орг}$ меньше, чем в сланцах. Однако такое сравнение является неполным, поскольку графитсодержащие гнейсы, в которых количество $C_{орг}$ может быть большим, в фундаменте Западно-Сибирской плиты пока не обнаружены.

Наибольшие количества $C_{орг}$ ассоциируют со слабометаморфизованными глинистыми и углисто-глинистыми сланцами (до 1,43—6,72%), в которых оно в основной своей массе представлено метамор-

физованным углистым веществом. С увеличением зернистости пород содержание $C_{орг}$ понижается. Подобно нефтепроизводящим глинисто-карбонатным осадочным толщам, наиболее богатые реликтовым орга-

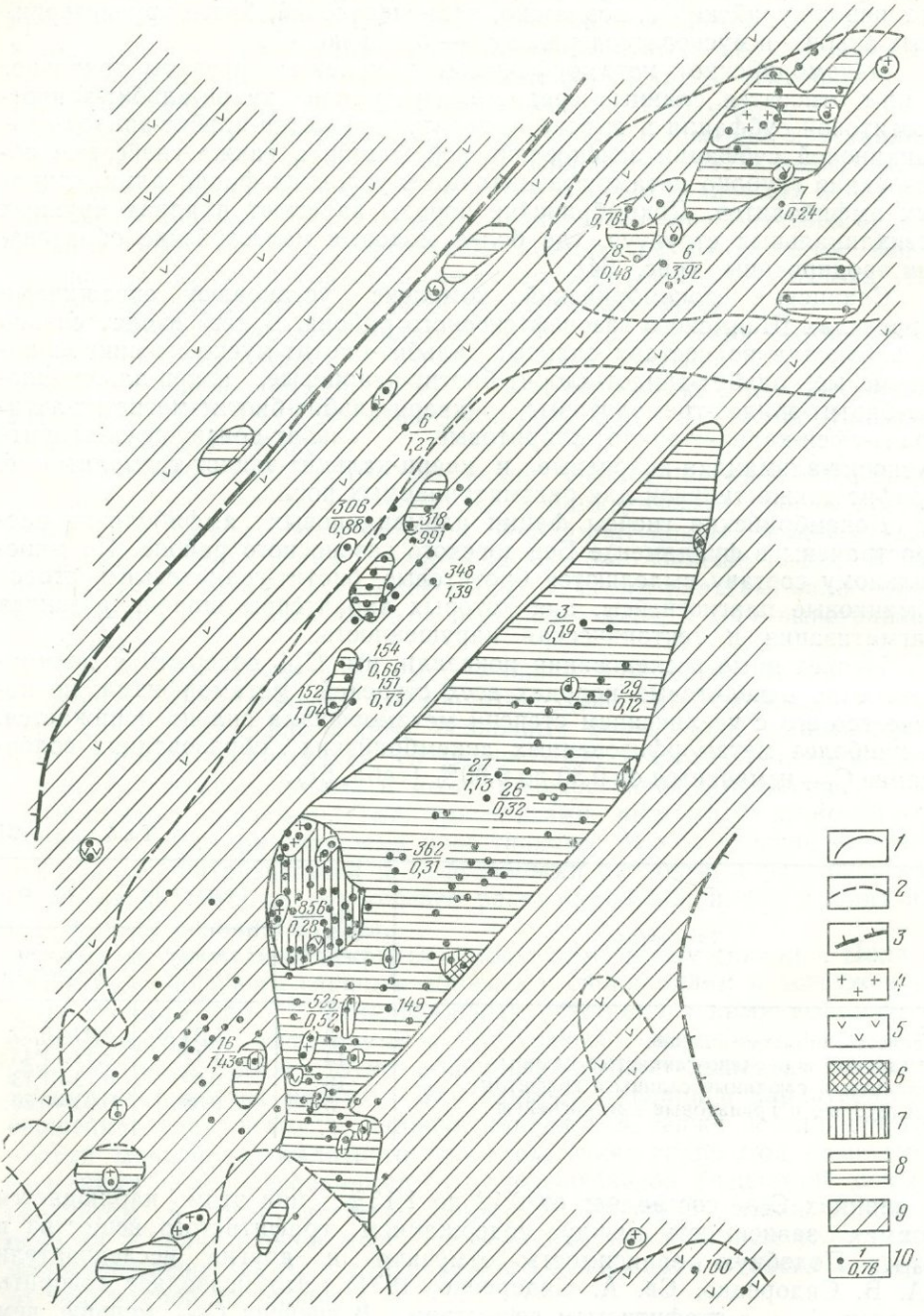


Рис. 94. Схематическая карта фации регионального метаморфизма фундамента Шаимского газонефтеносного района. Составил Е. Г. Журавлев, 1972

1 — границы субфаций и магматических комплексов; *2* — границы преимущественного распространения основных эффузивов по геолого-геофизическим данным; *3* — условные границы Шаимского мегавала; *4* — гранитоиды; *5* — магматические породы основного и ультраосновного состава; *6—9* — субфации фаций зеленых сланцев: *6* — кварц-альбит-эпидот-альмандиновая (Dcm), *7* — кварц-эпидот-биотитовая (Dcm), *8* — кварц-альбит-мусковит-хлоритовая (O—S), *9* — слабо метаморфизованные осадочные породы (D_3—C_1); *10* — скважина (в числителе — номер скважины, в знаменателе — процентное содержание $C_{орг}$ в породах)

ническим веществом метаморфические породы, — глинистые сланцы, широко распространены в пределах крупных отрицательных структурных элементов фундамента.

Отдельные образцы метаморфических пород фундамента были исследованы на содержание рассеянных углеводородных газов. Дегазация пород производилась термовакуумным методом путем самопроизвольного истечения газов, с последующей химической обработкой образцов, для извлечения прочно связанных с породами углеводородных компонентов. Извлеченные газы анализировались с помощью высокочувствительной хроматографической аппаратуры в лаборатории углеводородных газов ВНИИЯГГ, руководимой И. С. Старобинцем. Проведенные исследования показали, что общее содержание углеводородных газов в исследованных образцах варьирует от 0,80 до 1,38 $см^3$ на 1 кг породы, причем в слабометаморфизованных глинистых сланцах оно наибольшее (табл. 62). Среди газообразных углеводородов преобладает метан (68—74%), с которым ассоциируют его предельные тяжелые гомологи, их изомеры и непредельные соединения (C_2H_4, C_3H_6, C_4H_8).

Присутствие углеводородных соединений в исследованных породах позволяет предположить, что содержащееся в них реликтовое органическое вещество способно генерировать эти соединения. Не исключено, что углеводородные соединения представляют реликтовые газы, образовавшиеся за счет органического вещества при их метаморфизме. Низкое содержание углеводородных газов и резкое преобладание в них метана — признак значительного метаморфизма органического вещества.

Полученные данные показали, что в начальную стадию генерации углеводородов органическим веществом образуется некоторое количество непредельных соединений. Эти соединения неустойчивы, со временем исчезают и в составе углеводородов нефтяных и газовых месторождений осадочных формаций они отсутствуют. Кроме того, не исключено частичное образование непредельных углеводородов при обработке исследуемых пород нагретым раствором соляной кислоты.

Масштабы миграции углеводородов метаморфических толщ в настоящее время не ясны. Тем не менее следует отметить, что данные по нефтепромысловым испытаниям скважин указывают на наличие нефтегазопроявлений в породах фундамента. Большой интерес в этом отношении представляют результаты исследования скважины 16-Р Мулымьинской, вскрывшей фундамент на большую глубину. Данная скважина прошла по слабометаморфизованным осадочным, эффузивным и филлитовидным породам фундамента около 1000 м (в интервале 1451—2437 м). На притоки углеводородов были испытаны 10 интервалов. В трех из них (1488,5—1598 м; 1577,8—1701,6 м и 1697,0—1798,0 м) имелись незначительные признаки нефти и газа.

По данным газового каротажа во вскрытом разрезе наблюдается еще большее число интервалов с содержанием углеводородных газов (по отношению к CH_4) в 0,5—1,0%. При изучении керна из этой скважины установлено присутствие в породах легких углеводородов, находящихся в состоянии рассеяния (см. табл. 62).

Миграция углеводородов глубоко в фундамент маловероятна, поскольку залежи нефти и газа окружающих месторождений залегают гипсометрически выше вскрытых скважиной газонефтепроявлений в породах фундамента. Ритмичное расположение газопроявлений в разрезе скорее говорит о приуроченности их к определенным типам пород.

В свете новых данных о природе $C_{орг}$ в метаморфических комплексах можно предположить, что углеводороды были продуцированы реликтовым органическим веществом пород фундамента. Дальнейшие исследования помогут выяснить общее количество углеводородов и особенности их миграции в различных типах метаморфических пород.

Таблица 62

Содержание углеводородных газов во вмещающих породах

Площадь, № скважины, интервал отбора керна, м	Порода	Легкие углеводороды	Содержание углеводородных газов, $см^3/кг$						
			CH_4	C_2H_6	C_3H_8	$nC_4H_{10} + iC_4H_{10}$	$nC_5H_{12} + iC_5H_{12}$	ΣC_nH_{2n}	Сумма углеводородных компонентов
Мулымьинская, № 16-Р, 1642,6—1794,0	Углистый алевритоглинистый сланец	Свободно выделившиеся газы	0,0155	0,00434	0,003121	0,004328	0,002478	0,001432	0,03120
		Связанные газы	1,028	0,095	0,066	0,027	0,013	0,151	1,380
Мулымьинская, № 16-Р, 2387,6—2431,5	Кварц-серицитовый филлитовидный сланец	Свободно выделившиеся газы	0,0022	0,00012	0,000146	0,000239	0,000439	0,000744	0,00390
		Связанные газы	0,894	0,093	0,052	0,019	0,008	0,170	1,240
Толумская, № 35, 1815,0—1823,0	Кварц-серицитовый сланец с графитом	Свободно выделившиеся газы	0,0028	0,00014	0,00017	0,000460	0,000540	0,000870	0,00500
		Связанные газы	0,903	0,100	0,068	0,027	0,015	0,234	1,347
Тетеревская, № 735, 1665,5—1669,0	Зеленокаменный сланец	Свободно выделившиеся газы	0,0042	0,00042	0,000260	0,000530	0,000460	0,000800	0,00670
		Связанные газы	0,507	0,063	0,036	0,014	0,008	0,086	0,781

КРИТЕРИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

С каждым годом появляется все больше данных об открытии новых нефтегазопроявлений в докембрийских толщах (Вассоевич и др., 1970; Божко, 1970; Постникова и др., 1971), которые дают возможность рассматривать эти отложения как один из объектов нефтегазопоисковых работ.

В структуре докембрия континентов обособляются платформенные области и разделяющие их геосинклинальные пояса. Фундамент платформ сложен преимущественно нижне-среднедокембрийскими комплексами*, а платформенный чехол — верхнедокембрийскими и лишь местами средне-нижнедокембрийскими образованиями (Косыгин и др., 1973). Особенности фундамента древних платформ подробно рассмотрены в литературе (Косыгин и др., 1973) и здесь нет необходимости на них останавливаться.

В северном полушарии отмечается последовательное омоложение базальных горизонтов платформенных чехлов от тихоокеанского побережья Азии (1,6 млрд. лет) к Европе и далее к Северной Америке (0,6 млрд. лет). На лавразийских платформах устанавливается отчетливая зависимость в распространении верхнедокембрийских отложений от геосинклинальных поясов: максимальные мощности их тяготеют преимущественно к окраинам платформ или к авлакогенам, минимальные — к внутренним районам платформ. На гондванских платформах верхнедокембрийские платформенные отложения выполняют ряд крупных унаследованно развивающихся от раннего докембрия синеклиз, располагающихся в центральных районах платформ.

Современная структура верхнедокембрийского платформенного чехла является преимущественно блоковой и во многом подчинена системам древних глубинных разломов. Типы структурных форм нижнего яруса на плитах весьма разнообразны и принципиально не отличаются от структур фанерозоя. Наиболее распространенными являются авлакогены, сводовые поднятия (Братское, Усть-Кутско-Непское, Мунское, Сунтарское и др.) и крупные валы (Мирнинский).

Подавляющая часть объемов верхнедокембрийских осадочных толщ сосредоточена в крупных и глубоких депрессиях, с которыми в пределах древних платформ связаны Волго-Уральский, Средне-Русский, Тимано-Печорский, Днепровско-Припятский, Пачелмский, Ангаро-Тунгусский, Лено-Вилюйский, Северо-Китайский, Восточно-Китайский, Сычуанский, Таргинский, Гангский, Потвар-Пенджабский, Нижне-Индский, Таудени, Конго, Вольта, Сахаро-Ливийский, Ордос, Амадиес, Виктория-Ривер и другие седиментационные бассейны (Вассоевич и др., 1970; Работнов и др., 1973).

В этих осадочно-породных бассейнах (по Н. Б. Вассоевичу) при достижении ими глубины с критической температурой около 100° С, вероятно, происходили процессы образования нефтяных углеводородов и формирования залежей в ловушках. Отложения многих из таких древних бассейнов вместе с заключенными в них запасами углеводородов в последующем были в основном разрушены, однако частично они сохранились на обширной территории и правомерно могут рассматриваться в качестве реальных объектов для поисков промышленных концентраций нефти и особенно газа при наличии благоприятных структурных условий. Захороненное в сохранившихся отложениях органическое вещество испытало метаморфизм, необходимый и достаточный для преобразования в нефтяные углеводороды. При этом в ряде

---

* К нижнему докембрию относятся отложения, имеющие возраст 2,5—4,0 млрд. лет, к среднему — 1,6—2,5 млрд. лет, к верхнему — 0,57—1,6 млрд. лет.

крупных регионов погружение мощных толщ рифея и венда произошло лишь в кайнозое и, следовательно, здесь сохранились условия для формирования промышленных залежей. Одновременно эти отложения могли явиться достаточно емкими резервуарами для скоплений углеводородов, мигрировавших из более молодых отложений. В частности, на площади около 2000 тыс. км^2 Русской и 3200 тыс. км^2 Сибирской платформ сохранилось соответственно более 2300 тыс. км^3 и 5600 тыс. км^3 верхнедокембрийских отложений. Эти объемы соизмеримы и даже превосходят объемы промышленно нефтегазоносных верхнепалеозойзойских и мезозойских отложений Лено-Вилюйской провинции (5800 тыс. км^3), мезозойских отложений Западно-Сибирской провинции (5181 тыс. км^3) и продуктивных комплексов ряда других фанерозойских нефтегазоносных областей (Геология..., 1963).

Необходимым условием нефтегазоносности отложений является, как известно, наличие в осадочном разрезе коллекторов и покрышек. Анализ результатов буровых работ на Сибирской и Русской платформах показывает, что здесь в верхнем докембрии наблюдается чередование проницаемых толщ и значительных изолирующих покрышек.

В разрезах верхних горизонтов докембрия Иркутского амфитеатра имеется несколько таких горизонтов. Наибольшего внимания заслуживает залегающий в основании мотской свиты нефтегазоносный парфеновский горизонт, представленный преимущественно разнозернистыми песчаниками с открытой пористостью 0,2—40% и проницаемостью от 0 до сотен миллидарси (Мещерская и др., 1971; Карасев, 1959). Близкие коллекторские свойства имеют юдомские песчаники Алданской антеклизы (Горнштейн, 1965). На севере Сибирской платформы горизонты с удовлетворительными коллекторскими свойствами отмечены в разрезах Оленекского поднятия, Суханской впадины и Мархинского вала. Основной тип коллектора трещинно-поровый. Пористость песчаников до 18—24%, а доломитов до 10—15%; проницаемость до 400 миллидарси (Арсеньева, Яшин, 1970).

На Русской платформе горизонты с удовлетворительными коллекторскими свойствами установлены в ряде стратиграфических интервалов рифея и венда в пределах Чернушинского, Верещагинского и Краснокамско-Полазненского валов (скв. Сива-1, Верещагинская-32, Бородулинская-1, Зура-18 и др.). Отложения, имеющие наилучшие коллекторские свойства (пористость до 24%, проницаемость несколько миллидарси), приурочены к базальным слоям венда и кровле рифея (Юрчук, Белышев, 1968; Клевцова, 1970; и др.).

Изолирующие горизонты, сложенные практически непроницаемыми глинистыми, карбонатными и эвапоритовыми породами, обычно характеризуются значительной мощностью и региональной выдержанностью. При этом размещение залежей газа в описываемом осадочном комплексе, вероятно, во многом контролируется распространением мощных толщ солей и ангидритов в перекрывающих отложениях нижнего кембрия.

Многочисленные нефтегазопроявления известны в отложениях верхнего докембрия ряда древних платформ.

На Сибирской платформе, например, в разновозрастных горизонтах верхнего докембрия встречены не только разнообразные нефтегазопроявления, но и промышленные газо-конденсатные залежи.

В Иркутском амфитеатре слабые газопроявления отмечались из отложений среднего (Кук-Юртовская скважина) и верхнего рифея. В последних газ получен на Боханской (1500 м^3/сутки), Парфеновской (5000 м^3/сутки), Тыптинской (3000 м^3/сутки) площадях. На северо-востоке Иркутского амфитеатра, в Марково, газоносны базальные песчаники безымянного и вышележащие породы марковского горизонтов. Наибольшие притоки газа (150 тыс. м^3/сутки) и конденсата (41 м^3/сут-

ки) из марковского горизонта получены в скв. 15 к северу от Марково, на Ярактинской площади из синхронных отложений отмечались притоки нефти с дебитом до 250 м³/сутки (устное сообщение В. В. Самсонова).

Основные промышленные и большая часть полупромышленных притоков газа, конденсата и нефти получены в данном регионе из низов разреза мотской свиты (парфеновский горизонт). Промышленная газоконденсатная залежь в парфеновском горизонте выявлена на Марковской площади; в ряде скважин здесь наряду с промышленными притоками газа (200—500 тыс. м³/сутки) получено немного нефти (до 8 м³/сутки). В южных районах Иркутского амфитеатра существенные притоки газа получены на Парфеновской (230 тыс. м³/сутки) и Атовской (43 тыс. м³/сутки) площадях. Газопроявления из верхней части мотской свиты установлены на Парфеновской и Усть-Кутской (до 15 тыс. м³/сутки) площадях; на Марковском месторождении с ними связаны небольшие притоки нефти.

В Ботуобинской седловине на Средне-Ботуобинском поднятии при испытании аналогов парфеновского горизонта в скважинах 1 и 4 получены промышленные притоки газа с дебитами 250—300 тыс. м³/сутки (устное сообщение В. В. Токина).

В пределах Алданской антеклизы и в сопредельных районах Березовской впадины наиболее значительные газопроявления зафиксированы в отложениях дикимдинской свиты среднего рифея: в скв. Р-1 на Русско-Реченской площади наблюдался газовый фонтан с ориентировочным дебитом более 100 тыс. м³/сутки; слабые нефте- и газопроявления из одновозрастных пород установлены на Илыгирской и Олекминской площадях. В юго-восточной части антеклизы в породах среднего и верхнего рифея изучены примазки и включения нефти. В базальных песчаниках юдомской свиты, трансгрессивно перекрывающих на Алданской антеклизе разновозрастные горизонты рифея, в 1937 г. была получена первая жидкая нефть на р. Толбе (Сенюков, 1938). Позднее из этих отложений на Ченкиямской площади выявлены притоки (до 100 л/сутки), а на Илыгирской, Русско-Реченской, Наманинской, Олекминской и Амгинской площадях отмечены песчаники с примазками нефти. В карбонатных породах юдомской свиты отмечены слабые притоки нефти (несколько литров) и различные нефтегазопроявления. Включения битумов и жидкой нефти изучены также в одновозрастных отложениях на склоне Сунтарского поднятия (Кюндяйская скважина).

В отложениях верхнего докембрия Анабарской антеклизы также установлены нефтепроявления (Арсеньева, Яшин, 1970; Макаров, Косолапов, 1968 и др.). Судя по материалам бурения на Мархинском валу, в доломитах билляхской серии рифея отмечены включения жидкой нефти. В основании трансгрессивно залегающей старореченской свиты юдомского комплекса Мархинской опорной скважиной (интервал 1810—1830 м) пройден пропитанный нефтью пласт доломитов с тонкими прослоями песчаников; в скв. Р-2 из этого горизонта получено 10 л нефти и незначительное количество газа (Макаров, Косолапов, 1968).

В Туруханском районе в основании платоновской свиты юдомского комплекса в скв. Р-1 на Сухотунгусской площади с глубины 2550 м отмечались притоки жидкой нефти (0,3 м³/сутки), воды и газа. В скв. 3 на этой же площади из приконтактовой части рифейских и юдомских отложений получено 0,04 м³ нефти и в скв. 4 около 3 м³/сутки.

На Русской платформе насыщенные нефтью песчаники установлены в ряде стратиграфических интервалов среднего рифея (Копейкубовская, Калгасинская и другие площади). Наиболее интенсивные нефтепроявления приурочены к низам венда и пограничным горизонтам

рифея: притоки нефти на Сивинском поднятии (глубина 2788—2800 м), насыщенные нефтью песчаники (Тынышская, Асюльская, Черновская, Верещагинская, Бородулинская, Киенгопская, Ишимская, Павловская и другие площади Волго-Уральской области). Отдельные газопроявления установлены в отложениях венда Московской синеклизы (Алкснэ, Ревенко, 1969; Клевцова, 1970; Кованько, Ходанович, 1970. В западной части Русской платформы, в сопредельных с СССР районах Польши, из песчаников венда отмечалось поступление сильно минерализованной воды с газом (Aren, Depowski, 1965).

На Австралийской платформе газопроявления в верхнем докембрии известны в бассейне Амадиес, скважина Оорамина (Murray, 1965). Отдельные нефтепроявления отмечаются в верхнедокембрийских отложениях и в других районах Австралии. Так, в прогибе Виктория-Ривер выявлены примазки нефти, а в прогибе Орд — включения асфальтов. К востоку от вышеописанных районов, в прогибе Джорджина, В. Б. Олениным (1969) в отложениях верхнего докембрия описаны включения твердого битуминозного вещества.

В пределах Африканской платформы нефтегазопроявления установлены во впадине Вольта, в бассейне р. Нигер (Божко, 1970). Здесь в кровле верхнерифейской серии Мораго по разрезу скважины Пранг наблюдаются пачки кварцевых песчаников, равномерно пропитанные битумоидами. Из отложений серии Тамале вендского возраста в процессе бурения скважин в районе Пранг, Несия и Енди отмечались выделения черного полужидкого битумоида, а в последней также и кратковременное выделение газа; в песчаниках, алевролитах и аргиллитах данной серии по трещинам и в пустотах встречено большое количество включений черных маслянистых битумоидов.

Приведенные данные убедительно свидетельствуют о широком распространении нефтегазопроявлений в отложениях верхнего докембрия от среднего рифея до венда включительно. Наибольшее количество и самые интенсивные нефтегазопроявления приурочены к отложениям юдомского комплекса, а местами и к верхним горизонтам рифея.

При оценке возможной нефтегазоносности того или иного осадочного комплекса существенное значение имеет также вопрос о насыщенности его органическим веществом, и структурно-геологических условиях преобразования последнего в углеводороды (Вассоевич, 1970). В настоящее время рядом исследователей (Трофимук, 1968; Макаров, Косолапов, 1970 и др.) предприняты попытки провести количественную оценку нефтяных углеводородов. Для верхнедокембрийских отложений склонов Анабарской антеклизы подобные исследования проведены под руководством К. К. Макарова. Нефтегазовые ресурсы рифейских отложений составляют более 20 тыс. т/км^3, а для вендских около 10 тыс. т/км^3. Если эти цифры принять для обширных депрессий Русской и Сибирской платформ, то прогнозные запасы углеводородов здесь составят около 100 млрд. т. Приведенные расчеты являются, несомненно, ориентировочными, но в самом общем виде они иллюстрируют обосновываемое нами представление о продуцентных возможностях докембрийских отложений и масштабы процесса нефтегазообразования.

Таким образом, фактические и расчетные данные свидетельствуют о региональной нефтегазоносности и перспективах верхнего докембрия, слагающего низы осадочного чехла и выполняющего обширные депрессии почти повсеместно на древних платформах (наибольшего внимания заслуживают отложения венда и позднего рифея). Эти материалы также показывают, что не существует принципиального различия в оценке перспектив нефтегазоносности верхнего докембрия и фанерозоя, что хорошо согласуется с выводом А. В. Сидоренко (1969) о сходстве

в характере осадконакопления докембрийских и последокембрийских образований.

При дальнейшей оценке перспектив нефтегазоносности верхнего докембрия на Сибирской платформе первоочередными объектами следует считать склоны и зоны сочленения обширных древних сводообразных поднятий (Усть-Кутско-Непского, Братского и Ботуобинского), а также зоны сочленения Иркутского амфитеатра с Присаяно-Енисейской впадиной и юго-западной части Тунгусской синеклизы с Енисейским кряжем на Ширненском и Курейско-Летнинском валах. На севере платформы, наряду с Мархинским валом заслуживает внимания Суханский прогиб, где разведаны слабо дислоцированные отложения осадочного чехла. На Русской платформе перспективными для поисков нефти в докембрийских отложениях следует считать Верещагинский вал и сопредельные с ним структуры в пределах Камско-Бельского авлакогена, крупные поднятия Рязанско-Саратовского прогиба и Калтасинского авлакогена. К категории перспективных следует отнести также Куединско-Татышлинский выступ, Вятско-Камскую впадину и прилегающие склоны Красноуфимского свода.

Последовательное проведение в постоянно нарастающих объемах комплекса региональных и поисково-разведочных геолого-геофизических исследований в сочетании с глубоким бурением перспективных горизонтов позднего докембрия может привести к открытию новых месторождений газа, конденсата и, возможно, нефти.

Часть V

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

СТРАТИФОРМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

В настоящее время накопилось достаточно фактов, свидетельствующих о том, что в древнейшие периоды развития земной коры формировались крупнейшие осадочные месторождения цветных и многих других металлов, масштабы которых превосходили размеры аналогичных месторождений, образовавшихся в более поздние этапы развития Земли в фанерозое. В действительности оказалось, что самые крупные рудные концентрации в земной коре тесно связаны с осадконакоплением докембрийских осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов, что нами особо подчеркивалось еще на VII и VIII Всесоюзных литологических совещаниях. Рассмотрим это положение на конкретных примерах.

Сибирская платформа и ее складчатое обрамление представляют собой уникальную обширную и исключительно перспективную провинцию с широким развитием в докембрийских толщах стратиформных месторождений меди, свинца, цинка, полиметаллов, ртути, сурьмы и других металлов, а также нерудного сырья — флюорита, барита, целестина, талька, графита. За последнее время здесь выявлены месторождения: Удоканское, Горевское, Рассохинское, Западно-Прибайкальский рудный пояс, Холодненское, Озерное и многие другие. Осадочное или эффузивно-осадочное происхождение перечисленных месторождений вряд ли может вызывать сомнение (Попов, 1969, 1970б, 1971).

В Енисейском кряже среди эффузивно-осадочных толщ верхнего протерозоя также в последнее время выявлено большое количество рудопроявлений, представленных согласными пластовыми телами и линзами медных и полиметаллических руд эффузивно-осадочного происхождения; вмещающими породами являются туфы основного и кислого состава с прослоями и линзами рифогенных известняков и доломитов. Колчеданные руды, установленные недавно в восточной части Енисейского кряжа среди миогеосинклинальных отложений, также представлены пластовыми телами и линзами, залегающими согласно с вмещающими их рифейскими графитисто-глинистыми сланцами и характеризующимися ясными признаками осадочного происхождения (Корнев, 1972).

Рассохинское колчеданно-полиметаллическое месторождение находится в Енисейском кряже недалеко от Горевского месторождения. По данным А. С. Крючкова и М. В. Чеботарева (1971), рудные тела приурочены к черным сланцам позднепротерозойской свиты, сложенной углисто-глинистыми, хлоритовыми сланцами, известняками, кварцитами и вулканитами. Вкрапленные и сплошные руды, слагающие пластовые тела, перемежаются с черными сланцами и залегают согласно напластованию осадочно-метаморфической толщи.

Горевское свинцово-цинковое месторождение залегает в толще карбонатных пород (доломитовые известняки с прослоями углисто-карбонатных и кварцево-слюдисто-карбонатных сланцев) синийского возраста. Район является частью древней антеклизы сложного складчато-блокового строения, сформировавшейся в несколько циклов геосинклинального развития. Оруденение представлено согласными пластовыми и линзовидными залежами сложного строения с прослоями пустых или слабооруденелых пород, быстро выклинивающихся по простиранию и падению. Сторонники гидротермального генезиса неверно называют минерализованные пластовые залежи «жилами». Главными рудообразующими минералами являются галенит и сфалерит; отмечается также пирротин. В рудах широко развиты полосчатые, массивные и брекчиевые текстуры. Более детально месторождение рассмотрено нами ранее (Попов, 1969) и отнесено к образованиям с исходной несомненно седиментационной природой, сингенетичной с вмещающими породами.

Западно-Прибайкальской свинцово-цинковый рудный пояс, месторождение Таборное. Оруденение приурочено к верхнепротерозойским отложениям байкальского комплекса, сформировавшегося во внешнем прогибе миогеосинклинального типа, и локализовано в улунтуйской свите. Основной рудный горизонт представлен переслаиванием темно-серых доломитистых известняков, доломитов с черными талькитами. Оруденение приурочивается к нескольким уровням, образуя согласные пластовые залежи, участвующие в складчатости вмещающих пород. В составе залежей основным рудным минералам (галенит, сфалерит) сопутствуют флюорит и барит; наблюдается повышенное содержание меди, молибдена, ванадия, кобальта, никеля, кадмия. Тальк образует самостоятельные промышленные концентрации. Более детально рассматриваемый рудный пояс освещен нами ранее (Попов, 1971).

Присаянский меденосный пояс, протяженностью около 600 км, приурочен к Саяно-Енисейскому миогеосинклинальному прогибу. Он представляет собой исключительно интересный пример широкого проявления разнотипного стратиформного оруденения в одних и тех же продуктивных толщах. Так, по данным Л. Ф. Наркелюна, медное оруденение здесь находится в тесной парагенетической ассоциации с флюоритовой и баритовой минерализацией в отложениях оселково-карагасского комплекса, относящегося к верхнему протерозою и венду. В составе карагасской карбонатно-терригенной серии верхнего протерозоя продуктивной является тагульская свита мощностью около 1000 м. Медное оруденение в разрезе этой свиты подчиняется строгому стратиграфическому и литолого-фациальному контролю, локализуясь в заливно-лагунных отложениях на границе перехода преимущественно доломитовой толщи в алевролитовую. Совместная минерализация в осадках меди, флюорита, барита и доломитовый состав карбонатных пород свидетельствует о высоком осолонении вод бассейна седиментации.

Повышенное содержание барита и флюорита в отложениях тагульской свиты, так же как и медная минерализация, имеет определенное стратиграфическое положение, концентрируясь в верхней части свиты. Флюорит в виде вкрапленности и реже в форме флюорит-баритовых оолитов находится в доломитах и доломитовых песчаниках в средней части седиментационных ритмов; при этом выделения флюорита обособляются в виде отдельных скоплений, располагающихся часто по слоистости пород. Зерна флюорита находятся в тесном срастании с кристаллами доломита и барита, с которыми ассоциируют вкрапления гипса. Контакты между флюоритом и кристаллами доломита четкие, без следов замещения. Стратифицированная вкрапленность флюорита наблюдается в горизонтах мощностью до 4—5 м, в пределах которых наибольшие скопления его приурочиваются к слоям мощностью

10—20 см. В отдельных прослоях содержание флюорита достигает 7—12%. В пределах тех же фторсодержащих горизонтов наблюдаются вторичные выделения флюорита и барита в виде секущих, реже согласных, жилообразных тел и прожилков. В качестве элемента-примеси в составе флюорита характерен барий (до 1%).

Барит в породах тагульской свиты распространен также широко, иногда даже больше, чем флюорит. Он образует мелкую вкрапленность в доломитах и доломитовых песчаниках и вторичные выделения в виде жильных тел. Барит обычно наблюдается совместно с флюоритом, однако его основные концентрации располагаются стратиграфически ниже флюорита. В седиментационных ритмах барит и флюорит располагаются выше халькопирита. В общем виде вертикальная зональность представляется в следующем виде (снизу вверх): халькопирит — барит — флюорит.

Приведенные выше данные позволяют уверенно рассматривать медную и флюорито-баритовую минерализацию как первично осадочную. Важно при этом особо подчеркнуть приуроченность ее к отложениям засоленных усыхающих лагун и закономерную связь зонального размещения минералов с ритмичностью вмещающих пород и общей эволюцией бассейна седиментации. В нижних терригенных ритмах, сформировавшихся в период отшнурования лагун при наименьшей минерализации вод, развивалась медная минерализация. В вышележащих породах, отлагавшихся в условиях прогрессивного осолонения лагун (о чем свидетельствует доломитовый состав карбонатных осадков и присутствие в них гипса) распространены барит и флюорит; таким образом, последние тесно связаны с осадками галогенных фаций, сформировавшихся в начальные этапы осолонения бассейна. Жильные выделения флюорита и барита являются вторичными, возникающими позднее при процессах эпигенеза и метаморфизма за счет их первично-седиментационных концентраций во вмещающих породах.

Меденосные отложения тагульской свиты широко распространены в пределах всего Присаянского прогиба; к ним приурочены рудопроявления Марнинское и Медвежье на р. Уде и Пещерное на р. Тагуле. В первом из них оруденение локализуется в толще переслаивающихся серых и красных песчаников, алевролитов и доломитов. Карбонатные породы обычно включают барит и флюорит, что является вообще примечательной особенностью тагульской свиты. Оруденение связано с метаморфизованным органическим веществом (шунгит и графит). Основными рудными минералами пластовых залежей и жильных образований являются пирит и халькопирит. Непосредственной связи с какими-либо интрузиями не устанавливается, ближайшие их выходы находятся в 3—4 км от рудопроявления.

В оселковой серии вендских отложений, по данным Ю. П. Безродных, медно-флюоритовое оруденение приурочено к горизонту темно-серых и черных глинисто-карбонатных отложений удинской свиты. Флюорит в виде гнездообразных скоплений и прожилков локализуется в маломощном пласте карбонатных пород, залегающем несколько выше меденосного горизонта. Медное оруденение наблюдается также в слойках битуминозных алевролитов и представлено медьсодержащим пиритом и халькопиритом. Общая мощность рудоносного горизонта, включающего линзы и прослои аргиллитов и известняков, достигает 6 м; по простиранию он прослеживается на расстоянии более 1,5 км.

Медно-баритовое оруденение приурочено к пласту зеленовато-серых песчаников и известняков, залегающих в верхней части удинской свиты, и представлено вкрапленностью халькопирита и барита, а также брекчированными песчаниками, сцементированными теми же минералами. Мощность рудоносных пород около 1 м; они прослеживаются на расстоянии более 0,5 км.

В пестроцветных отложениях айсинской свиты выделяются медистые песчаники и медистые алевролиты и аргиллиты, относящиеся к фации дельтовых проток зоны заливно-лагунного мелководья. Наиболее широко медное оруденение распространено в темно-серых и черных (углефицированных) алевролитах и аргиллитах, относящихся к лагунным осадкам зоны спокойной седиментации. Меденосные тонкозернистые породы образуют маломощные слои, разделенные пачками красноцветных более крупнозернистых пород.

Алданский щит — древнейший структурный элемент Восточной Сибири. В его металлогении особый интерес для обсуждаемой проблемы представляет телетермальная минерализация свинца, цинка, мышьяка, фтора, железа с примесью молибдена, меди, серебра и других элементов, локализованная в карбонатных породах позднего протерозоя и кембрия в пределах Юдомо-Майского перикратонного прогиба. Рудные тела с вкрапленным галенит-сфалерит-сидеритовым оруденением имеют пластообразную или гнездообразную форму и характеризуются развитием ореолов карбонатизации и окварцевания. Пространственно они образуют линейно вытянутые рудные зоны, внутри которых отмечаются признаки низкотемпературной барит-гематит-сидерит-доломитовой минерализации. Конкретные данные о связи оруденения с магматизмом отсутствуют. Генезис и геологический возраст этих рудопроявлений связывается с активизацией разломов в мезозое (Казанский, 1972), с чем нельзя согласиться. По нашему мнению, рудные тела с галенит-сфалерит-сидеритовым оруденением, а также барит-гематит-сидерит-доломитовая минерализация в рудных зонах с признаками низкотемпературных образований, имеют исходную седиментационную природу с оруденением, сингенетичным вмещающим их породам. Ореолы карбонатизации и окремнения, принимаемые за околорудные изменения вмещающих пород, в действительности возникли в результате общего регионального и динамотермального метаморфизма карбонатных пород. Крупные региональные разломы и складчатые структуры являются, на наш взгляд, пострудными по отношению к первичным пластообразным рудным телам. Их роль сводилась лишь к более поздним процессам преобразования руд и вмещающих пород в период мезозойской активизации и они не имеют никакого отношения к первичному формированию рассматриваемых стратиформных рудопроявлений, возраст которых является синхронным с вмещающими их породами, т. е. протерозойским.

Как отмечает В. И. Казанский (1972) примечательным является тот факт, что вдоль западной границы Алданского щита с Березовским перикратонным прогибом также распространена низкотемпературная свинцово-цинковая минерализация, локализованная среди дислоцированных осадочных пород протерозоя вне видимой связи с массивами изверженных пород. Однако и в данном случае сторонниками эндогенного генезиса не учитывается возможность первичного образования этой минерализации, как сингенетичной с вмещающими породами.

Золоторудное месторождение Лебединое. Приурочено к доломитам юдомской свиты нижнего кембрия и характеризуется лентообразной формой согласных залежей золотоносных сульфидных руд, располагающихся параллельно слоистости доломитов. Это типичное стратиформное образование, обладающее всеми признаками исходного сингенетического происхождения, не имеющего, по нашему мнению, никакой генетической связи с мезозойскими щелочными интрузивами, от которых оно удалено на расстояние до 3 км.

В пределах Русской платформы на западном склоне южного Урала (Башкирский антиклинорий) заслуживают особого внимания месторождения и рудопроявления свинца, приуроченные к карбонатным толщам верхнего протерозоя. Детальное рассмотрение

геологических особенностей наиболее значительных месторождений позволяет нам установить их первично осадочную природу. Отмечается проявление сульфидно-баритовой минерализации в нижележащих свитах того же древнего комплекса — бакальской и саткинской. С последними связаны известные месторождения сидерита и магнезита, что свидетельствует о более широком стратиграфическом диапазоне распространения свинцово-цинкового оруденения в карбонатных толщах древнего немого комплекса Башкирского Урала. Это обстоятельство позволяет нам выдвигать рассматриваемый район в качестве перспективной провинции на свинцово-цинковые стратифицированные руды типа Миссисипи-Миссури (США) и Каратау (Южный Казахстан).

В отношении сидеритов Бакала и магнезитов Сатки, приуроченных к рифейским отложениям, следует отметить, что на генезис этих месторождений, длительное время существовали две диаметрально противоположные точки зрения: гидротермально-метасоматическая, предложенная в свое время А. Н. Заварицким, и осадочная, высказанная еще в 30-е годы Д. В. Наливкиным и А. Д. Архангельским. Накопившийся с того времени большой фактический материал, полученный рядом исследователей (М. И. Гарань, А. Е. Малахов, З. М. Старостина, Н. К. Бургеля, А. А. Пронин, И. П. Дружинин и др.) не оставляет, на наш взгляд, и тени сомнения в правильности и убедительности осадочной концентрации для объяснения генезиса как сидеритов Бакала, так и магнезитов Сатки. Для правильного понимания генетической природы месторождений, важное значение имеют недавние исследования И. П. Дружинина (1971) по фациально-циклическому анализу железорудных отложений Бакала.

Большой интерес представляют впервые установленные в южной части Башкирского антиклинория промышленные проявления баритового оруденения стратиформного типа среди терригенных отложений зильмердакской свиты верхнего рифея. Согласно Р. С. Казакову (1972), баритовое оруденение располагается в нижней части свиты и приурочено в разрезе к зоне перехода грубозернистых песчаников в глинистые сланцы. Баритизированный горизонт мощностью около 40 м прослежен по простиранию на протяжении 1 км и по падению на 100 м. Пластообразные тела сплошных баритов мощностью 1—5 м, залегают согласно с вмещающими породами. В песчаниках, в интервалах между телами сплошного барита, развито прожилково-вкрапленное оруденение; прожилки барита как согласные, так и секущие наблюдаются также в сланцах.

В ассоциации с баритом отмечаются пирит, халькопирит. Руды преимущественно мономинерального состава при незначительном содержании стронция, меди и свинца. Прожилковая минерализация связана с последующим перераспределением рудного вещества при метаморфизме.

Полученные факты, по мнению Р. С. Казакова, свидетельствуют в пользу первичного осадочного накопления барита совместно с отложением песчано-глинистых осадков, что объясняется их возникновением в ходе осадконакопления контрастного геохимического барьера, затормозившего миграцию бария в центральную часть бассейна. Барьер обусловлен сульфат-ионом, содержащимся в избытке в морской воде, куда поступали барийсодержащие растворы из прилегающей области денудации.

В Северной Киргизии, в западной части Киргизского хребта известно серноколчеданное месторождение Ачик-Таш, приуроченное к углистым сланцам нижнего протерозоя. Оруденение локализуется в основном в двух стратиграфических горизонтах, образуя пластовые и линзовидные согласные залежи. Первично осадочная исходная природа серноколчеданных руд устанавливается совер-

шенно определенно: для них характерна полосчатая тонкослоистая текстура, участвующая в сложной плойчатости, и глобулярный пирит (Байбулатов, 1964). В Таласском хребте известны также медистые сланцы (Қызыл-Бель), залегающие среди пестроцветной верхнепротерозойской толщи (Попов, Байбулатов, 1962).

Таласская (Джолсай-Кызылбельская) рудная зона находится на северных склонах Таласского хребта и образует полосу протяженностью около 70 км и шириной до 20 км, приуроченную к толще карбонатных пород верхнего протерозоя, в которой установлены свинцово-цинковые (с серебром) месторождения и рудопроявления. Рудная зона приурочена к ядру Таласского антиклинория, являющегося основной составной частью миогеосинклинальной Таласо-Каратауской структурно-фациальной зоны Северного Тянь-Шаня, заложенной в нижнем рифее на дорифейском складчатом фундаменте. Региональной закономерностью в размещении подавляющей части месторождений и рудопроявлений является расположение их в пределах Таласской подзоны прогибов и практическое отсутствие на площадях Таласо-Кокжатского и Ичкелетауского поднятий. Последние, по нашему мнению, поставляли рудный материал в прилегающие к ним седиментационные бассейны, в которых формировались стратиформные свинцово-цинковые месторождения рассматриваемого района.

Рудовмещающие карбонатные породы представлены доломитовыми известняками, доломитами, известковистыми песчаниками, сланцами, которые вмещают около 80% всех известных полиметаллических проявлений; из них 90% локализовано в доломитах и доломитовых известняках и только 10% приходится на долю известковистых песчанилов. В отложениях продуктивной толщи наблюдаются протяженные до нескольких сотен метров или даже до первых километров отдельные рудные зоны; в них наряду с относительно бедным оруденением широко распространены пластовые рудные тела с прожилково-вкрапленной минерализацией. Мощность оруденелых пачек колеблется от десятых долей метра до 2—4 м, иногда достигает 10 м. В продуктивных горизонтах часто встречаются мангано-сидеритовые и кальцитовые жилы и прожилки альпийского типа, обогащенные серебром, содержание которого коррелируется свинцом и достигает высоких значений. В сфалерите постоянно отмечается кадмий. Главными рудными минералами являются — галенит и сфалерит; в меньшем количестве присутствуют пирит, халькопирит, арсенопирит, блеклая руда и другие сульфиды. Для руд характерны полосчатые и тонкослоистые (до микрослоистых) текстуры. Отдельные слойки имеют либо смешанный состав (пирит, галенит, сфалерит), либо с преобладанием какого-либо одного из сульфидов. Руды преимущественно свинцово-цинковые, серебристые. Исключением является Учимчекское арсенопиритовое месторождение.

В отношении генезиса рассматриваемых месторождений и рудопроявлений существуют различные точки зрения. Так, сторонники эндогенного происхождения относят их к телетермальным образованиям, возникшим в связи с тектоно-магматической активизацией области Таласского хребта, рассматриваемого в качестве срединного массива, в обрамлении которого располагаются эти рудные проявления. В связи с этим геологический возраст рассматриваемых месторождений, залегающих среди протерозойских формаций, неоправданно омолаживается до перми и даже палеогена, с чем мы не можем согласиться.

В пользу первично осадочной природы оруденения в Таласской рудной зоне, сингенетичного, по нашему мнению, с вмещающими породами, свидетельствуют также и другие факты: 1) отсутствие прямой

генетической связи с известными изверженными породами; наблюдающаяся местами пространственная связь месторождений со штоками плагиогранитов и дайками гранит-порфиров (Бабахан, Шток) объясняется не генетическими, а структурными факторами (разломы, зоны дробления, трещины), свидетельствующими, по нашему мнению, о постседиментационном этапе формирования пластовых залежей; 2) полосчатые и слоистые микроструктуры не являются результатом избирательного метасоматоза и отражают в действительности седиментационную природу руд; 3) наблюдающиеся в пластовых рудных телах тонкие неминерализованные филлитовые прослойки, оставшиеся якобы незамещенными при образовании «метасоматических» залежей, свидетельствуют лишь о кратковременных перерывах в нормально-осадочном рудообразовании, для которого также характерно сложное строение рудных залежей, образованных часто переслаиванием рудных и безрудных или слаборудных пород (месторождение Миргалимсай); 4) арсенопиритовое месторождение Учимчек относится к образованиям, имеющим исходную осадочную природу (Попов, 1970б); 5) в приуроченности подавляющей части месторождений и рудопроявлений к доломитовым породам выражается литологический контроль оруденения, имеющий по существу глобальный характер и проявляющийся во всех районах мира в распространении стратиформных месторождений свинцово-цинковых руд среди карбонатных пород независимо от их геологического возраста.

Борскаунское колчеданно-полиметаллическое месторождение (северный склон хребта Терской Алатау). В геологическом строении района участвуют метаморфизованные породы ашуайрыкской свиты синия, представленной переслаиванием горизонтов графитистых сланцев, мраморизованных известняков и карбонатно-слюдистых сланцев. Тонкослоистые графитистые сланцы содержат густую пылевидно-рассеянную вкрапленность глобулярного пирита, перекристаллизованного частично в идиоморфно-кристаллическую крупнозернистую форму в процессе эпигенеза и регионального метаморфизма. Осадочные серноколчеданные руды представлены пластами и линзами, приуроченными к горизонтам графитистых сланцев. Наблюдаются также выделения пирита в виде жил, прожилков, гнезд, локализованные в трещинах и ассоциирующие с микровыделениями галенита, сфалерита и халькопирита. Полиметаллическая минерализация месторождения, по нашему мнению, не является наложенной на пиритовую; она обусловлена экстрагированием меди, свинца и цинка из пачек графитистых пиритоносных сланцев в результате метаморфических процессов — региональных и динамотермальных — и не связана с более поздними самостоятельными гидротермальными этапами (силуро-девонским), как полагают Э. Байбулатов и Н. Ф. Павлов (1964).

Из числа зарубежных свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений стратиформного типа, залегающих в докембрийских образованиях и имеющих исходную первично осадочную природу, следует отметить уникальные по масштабам концентрации металлов в земной коре месторождения Сулливан в Канаде (абсолютный возраст 1170—1460 млн. лет) и Маунт-Айза и Брокен-Хилл в Австралии (соответственно в 1410—1740 и 1460—1750 млн. лет).

Возникновение в докембрии крупных концентраций меди в связи с древнейшими осадочными и вулканогенно-осадочными формациями сейчас уже не вызывает сомнений. Примером могут служить Удокан, Уайт Пайн и крупнейшие в мире скопления медных руд озера Верхнего в штате Мичиган (США), меднорудный пояс (с ураном и кобальтом) Замбии в Африке и др. (Попов, 1965).

Представляет особый интерес как стратиформное образование золоторудное месторождение Колар (Индия), являющееся

одним из самых древнейших; оно приурочивается к докембрийской сланцевой формации дхарварской системы (верхний архей). До последнего времени месторождение Колар считалось типичным гидротермальным и относилось к классу, переходному от гипо- к мезотермальному. Геологические и генетические особенности месторождения нами детально рассмотрены в специальной работе (Попов, 1970б). Совокупность всех данных позволяет нам отнести Колар к осадочно-метаморфизованным месторождениям; первичное (сингенетическое) накопление рудогенных элементов, включая золото, носило ритмичный характер и связано с седиментационным этапом формирования месторождения. В длительном постседиментационном этапе, в ходе естественно-исторического развития и под влиянием процессов метаморфизма и тектогенеза месторождение претерпело глубокие преобразования, придавшие ему современный облик.

Марганцево-пиритовое месторождение Хвалетице (Чехословакия) находится в северо-восточной части Чешского массива и приурочено к альгонкскому комплексу пород, образующему крупную синклиналь, опрокинутую к юго-западу и осложненную многочисленными разрывными нарушениями. Рудные тела месторождения представлены марганцево-карбонатными слоями, залегающими в графитистых пиритсодержащих сланцах. Последние содержат также пластовые скопления серноколчеданных руд, весьма сходные с упомянутыми выше пиритовыми залежами месторождения Ачик-Таш в Киргизии раннепротерозойского возраста. Привнос марганца, железа и серы в альгонское море связывается с субмаринной вулканической деятельностью, проявившейся во время накопления рудной формации в виде излияния основных лав спилитового состава в раннюю стадию геосинклинального развития. В последующие периоды складкообразования и метаморфизма рудный марганцевый горизонт изменен в тонкозернистый кремнистый роговик импрегнированный пиритом и пирротином и содержащий спессартин, родонит, тефроит, марганцевый амфибол. Значительная часть сингенетического пирита была также перекристаллизована и переотложена, однако, первоначальные седиментационные и тонкослоистые текстуры руд ясно сохранились, образовав плойчатые их разновидности, подобные рудам Ачик-Таша (Попов, 1970б).

В последнее время ряд исследователей (Щеглов, 1972 а, б; Казанский, 1972 и др.) энергично развивают концепцию о генетической связи стратиформных («телетермальных», «эпитермальных») месторождений, как эндогенных (гидротермально-метасоматических) образований, с областями тектоно-магматической активизации и срединными массивами. При этом особая роль в их формировании отводится тектонике, рассматриваемой в качестве главного и, по существу, единственного фактора, определившего в целом металлогению древних срединных массивов, а также появление самих месторождений, все особенности пространственного их размещения и даже масштабы оруденения (Щеглов, 1972 а).

Критический анализ металлогении ряда конкретных областей автономной активизации и срединных массивов как в СССР, так и за рубежом, позволяет высказать в качестве альтернативы эндогенной концепции представление о первично седиментационной исходной природе рассматриваемых месторождений, локализующихся по периферии областей активизации и срединных массивов в окружающих их депрессиях, геосинклинальных прогибах, седиментационных мульдах, иногда развивающихся на консолидированных древних выступах фундамента. Области тектоно-магматической активизации и срединные массивы, в действительности, являлись лишь областями сноса, питающими провинциями, поставлявшими вместе с продуктами денудации и рудный материал в окружающие седиментационные бассейны, где и

происходили процессы сингенетического рудообразования и формирование стратиформных месторождений цветных металлов, ртути, золота, редких и рассеянных элементов, а также флюорита, барита, целестина и других, бесспорно, осадочных полезных ископаемых. Геохимический фон разрушающихся пород суши находил полное отражение в вещественном составе протяженных рудных поясов, обрамляющих и строго повторяющих контуры древних массивов, располагаясь вокруг них нередко параллельными зонами с разнотипным оруденением.

Таким образом, размещение стратиформных месторождений по периферии областей тектоно-магматической активизации и срединных массивов обязано в действительности не столько глубинным, долгоживущим, часто гипотетическим разломам и структурам ограничения на стыке геотектонических элементов различной мобильности, сколько пространственным тяготением этих месторождений к областям сноса, поставлявшим рудный материал в прибрежные части бассейнов. Примером могут служить стратиформные месторождения Чешского массива и Силезско-Краковского рудного района (в Польше), для которых устанавливается осадочная или вулканогенно-осадочная природа оруденения (Попов, 1970 в). Геологический возраст этих месторождений варьирует в широком стратиграфическом диапазоне — от альгонкского до триасового. В пределах этого же срединного массива находится марганцево-пиритовое месторождение Хвалетице альгонкского возраста.

Роль более поздних проявлений тектоно-магматической активизации, наложенной на консолидированные массивы и на уже сформировавшиеся рудные пояса в их обрамлении, сводилась к более или менее глубокому преобразованию стратиформных месторождений в течение длительного постседиментационного этапа их развития.

В настоящее время стало даже распространенным привлечение процессов тектоно-магматической активизации для обоснования эндогенного генезиса, так называемых «телетермальных», «низкотемпературных», а по существу первично седиментационных месторождений, приуроченных к древним осадочным и вулканогенно-осадочным комплексам, слагающим срединные массивы и их складчатое обрамление. Такое положение привело к неоправданному омоложению этих месторождений, являющихся в действительности сингенетичными с вмещающими их породами, генетически связанными с процессами осадконакопления древних эпох. Нельзя согласиться с категорическим выводом А. Д. Щеглова (1972 б) о принадлежности некоторых сурьмяно-ртутных проявлений, а также флюорита и барита к гидротермальным образованиям, притом самым молодым, и характерным для всех областей распространения докембрия; по его мнению, это явление имеет даже глобальный характер. Однако этому противоречат приведенные нами выше далеко не единичные примеры широкого распространения, в частности, флюорита и барита в рудах Западно-Прибайкальского свинцово-цинкового пояса, в Присаянском меденосном поясе, в древних толщах Башкирского Урала, в которых сингенетичная исходная природа указанных минералов совершенно очевидна.

В ряде рудных районов СССР (Восточное Забайкалье, Северо-Восток и др.) подавляющее большинство месторождений и рудопроявлений цветных, редких, благородных и других металлов, включая и их стратиформные («телетермальные») типы, связывают обычно с мезозойской тектоно-магматической активизацией, проявившейся главным образом в меловое время. В связи с этим, на наш взгляд, необоснованно недооценивается продуктивность более древних металлогенических эпох. Трудно себе представить, чтобы в течение длительного геологического времени огромные участки земной коры были бы бесплодны в отношении осадочных месторождений, как рудных, так и нерудных.

В концепции эндогенного генезиса рассматриваемых месторождений обращает на себя внимание полное игнорирование процессов осадконакопления и синхронных с ними палеотектонических движений в областях седиментации и сноса; наряду с этим преувеличена роль более поздней молодой тектоники в их образовании. При этом источник рудного вещества часто искусственно переносится в глубинные зоны земли — «тектоносферу», верхнюю мантию; исключается реальная возможность привноса его в седиментационные бассейны за счет разрушения более древних образований, слагающих срединные массивы или, наконец, за счет синхронной с осадконакоплением вулканической деятельности, подводной или наземной. Такие представления, по нашему мнению, должны быть решительно пересмотрены.

РОЛЬ ОРГАНИЗОВ И ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ФОРМИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ

Литолого-геохимические и фациально-палеогеографические реконструкции рудоносных формаций докембрия позволяют высоко оценить многообразную роль углеродистого вещества в формировании месторождений различных полезных ископаемых. С одной стороны живые организмы (водоросли, фитопланктон, бактерии, более высокоорганизованные формы растений и животных) в ходе редукционно-окислительных процессов, в течение своей жизнедеятельности концентрируют в себе различные элементы: фосфор, ванадий, молибден, барий, железо, марганец, сульфиды железа, титан и др. Концентрация нередко продолжается и после отмирания организмов в условиях диагенетического преобразования осадков. С другой стороны, накопление отмершего углеродистого вещества создает благоприятные для осаждения и накопления элементов восстановительную среду, режим кислорода и углекислоты, а также условия для сорбции рудных компонентов из воды бассейнов и иловых растворов. Наконец, органическое вещество в докембрийских толщах само по себе является полезным ископаемым (шунгит, графит), а десорбированные в процессе метаморфизма элементы — титан, ванадий, германий, бор, редкие земли, галлий и другие или формируют свои собственные минералы и их скопления, или изоморфно концентрируются в метаморфических минеральных фазах (Сердюченко и др., 1964, 1969).

В настоящее время природа углеродистого вещества рассматривается с точки зрения его биогенного происхождения (Сердюченко, 1927, 1930; А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1971), вопреки господствовавшим ранее (Weinschenk, 1899) представлениям о их абиогенном начале. Генетическая связь органического вещества с различными полезными ископаемыми обусловливает во многих случаях и их тесные парагенные ассоциации, что придает продуктам его метаморфизации значение поискового критерия рудных месторождений.

Р. В. Бойль (Boyle, 1968), хотя и недооценивает огромной роли древнейших кор выветривания как источника рудного вещества для многих эпигенетических месторождений, но в результате своих обширных наблюдений в Канаде и других регионах справедливо отмечает, что: а) мантийные или еще более глубокие части Земли, как поставщики металлов и нерудных компонентов для месторождений остаются в области гипотез и не подтверждены фактическими данными; б) представление о продуцировании рудного материала кристаллизующимися магмами, хотя и популярно, но встречает ряд серьезных возражений (существование эпигенетических, в том числе жильных и метасоматических месторождений на территориях, лишенных изверженных пород;

отсутствие вокруг последних зон гидратации, карбонатизации и сульфидизации, наблюдаемых при магматическом происхождении рудоносных растворов); в) наиболее вероятным источником элементов для эпигенетических месторождений являются вмещающие толщи, причем для последующих концентраций Pb, Zn, Cu, Ag, Au, As, Sb и S благоприятными материнскими породами служат глинистые сланцы и особенно черные графито-пиритовые глинистые сланцы.

Парагенетическая ассоциация (в фациальном профиле) докембрийских углеродистых отложений с сульфидными рудами, железистыми кварцитами, сидеритами, фосфоритами и т. д. свидетельствует о том, что накопление или осаждение рудных элементов происходило, как правило, в резко восстановительной обстановке, в условиях бактериальной сульфатредукции и сероводородного заражения в придонных частях обширных и мелководных бассейнов, благоприятных для развития или накопления органического вещества.

Сульфидные минералы тесно ассоциируют с углеродистыми слоями, обладают четкой стратиграфической и литологической приуроченностью и не обнаруживают признаков связи с ювенильными источниками, но в то же время под влиянием динамотермальных метаморфических процессов, магматических внедрений и палингенеза рассеянные сингенетичные рудные вещества мобилизуются и образуют согласные и секущие эпигенетические крупные промышленные тела.

В древних осадочных толщах широко известна тесная ассоциация углеродистых отложений («черных сланцев») и сульфидов железа. Эта ассоциация распространена, например, в средней части разреза зерендинской серии в пределах Кокчетавского докембрийского массива (Розен и др., 1972). Здесь в даулетской свите встречаются прослои графитовых биотит-плагиоклаз-кварцевых черных мелкозернистых сланцев, в которых имеются полосчатые обособления кварца, в небольшом количестве андалузит, гранат, иногда диопсид, а также пирротин, частично замещенный пиритом и марказитом и составляющий до 5% объема породы. Пирротин образует тонкие, до 1 мм, линзочки, ориентированные вдоль слоистости и содержащие единичные зернышки халькопирита. Повсеместно рассеяны тончайшие чешуйки графита (до 1%), образующие тесные срастания с биотитом и другими минералами. Отложения подобного генезиса известны также в ачикташской свите киргизской серии докембрия в Тянь-Шане (Медведева, 1960 а; Байбулатов, 1964), где колчеданные руды приурочены к пачкам графитовых сланцев.

Хорошо известны более или менее крупные месторождения сульфидов в ассоциации с углеродистыми отложениями в средней и северной Швеции, в Финляндии, в Карелии, Африке, США и т. д.

В северной Швеции графитсодержащие амфиболиты, графит-биотит-гранатовые сланцы, биотитовые полевошпат-кварцевые гнейсы и известняки распространены на обширной территории в районе Норботтен Лаан в составе мощной толщи, возраст которой значительно превышает 1,6 млрд. лет. Наиболее высокое содержание углерода (от 25 до 45%) отмечается в относительно тонких (несколько метров) слоях, вместе с тем, встречаются участки, где богатые пачки сохраняют мощность около 20 м на протяжении более 1 км и в их состав, помимо графита, микроклина, кислого плагиоклаза, кварца и биотита, всюду входит небольшое количество титанита, а пирит и пирротин в сильно колеблющемся количестве образуют одновременно как рассеянную вкрапленность, так и мелкие жилки. Следуя генетической концепции Д. Уайта (White, 1908), П. Гейер (Geijer, 1918) считал, что материнскими породами этих богатых графитом метаморфических толщ были сильно битуминозные доломитовые мергели (или мергелистые сланцы), в образовании которых существенную роль играли остатки древних простей-

ших водорослей. В этих графитовых телах совсем нет апатита, но он отнюдь не редок в переслаивающихся с ними породах (месторождение Нунасвара и др.), состоящих главным образом из олигоклаза с примесью графита и апатита и имеющих, очевидно, осадочное происхождение.

Следует отметить, что концентрация фосфора независимо от его источника (океанического или континентального) шла в докембрийских осадочных месторождениях, вероятно, биогенным путем. Простейшие организмы нижнего протерозоя и архея (водоросли, бактерии) содержали, по-видимому, ощутимое количество фосфора. Так, например, современные перидинеи показывают отношение C : P в пределах 100 : 2 (Kalle, 1958), а в графитовых сланцах из района Скелефт (свекофенниды северной Швеции) C : P = 100 : 2,2. В богатых пиритом углеродистых сланцах Мичигана, являющихся членом железорудной формации, на 38,7% пирита и 7,28% углерода приходится 0,09% фосфора (Gavelin, 1939; James, 1951, 1954).

Однако мягкие ткани древнейших организмов не сохранили in situ фосфатных продуктов, чем и вызвана относительно редкая встречаемость крупных скоплений фосфатов в докембрийских (и особенно архейских) толщах (Geijer, 1963). С постепенным развитием жизни от раннего к позднему докембрию связано неуклонное нарастание фосфатоносности в осадочных толщах (Бушинский, 1966). Появление в конце докембрия и начале фанерозоя благоприятных палеогеографических условий для огромных скоплений биомассы, в особенности твердых скелетных и раковинных форм из фосфата кальция, привело к формированию крупных месторождений фосфоритов почти на всех континентах и во многих регионах (Австралия, Африка, Северная и Южная Америка, Индия, Тува, Монголия, Китай, Средняя Азия и др.).

В частности полосчатые фосфориты Хубсугульского верхнедокембрийского бассейна в Монголии обогащены сгустками, линзочками и слойками органического вещества только в черных фосфатных слоях: перемежающиеся с ними светлые доломитовые прослои органики не содержат (Ильин, Ратникова, 1971). В рифейских толщах Тувы темно-серые или черные кремнисто-карбонатно-углеродисто-фосфатные образования содержат до 21% P_2O_5 и более 34% $C_{орг}$ (Юдин, 1965).

В углеродисто-кремнистых фосфатоносных докембрийских формациях происходила селективная сорбция редких и малых элементов из морских вод эпиконтинентальных бассейнов: с фосфатами, обогащенными органическим веществом, связывался уран, никель, молибден, а с кремнисто-органическим — ванадий и серебро (Созинов, 1969). Разные типы органического вещества обусловили накопление различных элементов: многие халькофильные и сидерофильные элементы, в том числе галлий, концентрируются главным образом в сопропелевых, а германий — почти исключительно в гумусовых образованиях (Marmo, 1960; Ломашов, 1963).

Весьма характерна в генетическом отношении также слоистая местами ритмичная с ленточной текстурой ассоциация разной мощности пластов и пропластков: черных углеродистых сланцев и доломитов с пиритом, родохрозита — с прослойками и линзочками углистых сланцев, сидерита — с гриналитом. Эта ассоциация отмечается в толще типичной органогенно-рудной формации слабо метаморфизованных осадочных протерозойских пород на месторождении марганца Моанда в Габоне, в восточной части Центрально-Африканской платформы (Bouladon et al., 1965). В толще докембрийских парасланцев Гвианского щита (серия Амапа в Бразилии) крупные родохрозитовые линзы приурочены только к графитовым сланцам (Scarpelli, 1966).

Отчетливая парагенетическая ассоциация с глинисто-сланцевыми породами, обогащенными углеродистым веществом, отмечается и для

сидеритовых руд в отложениях верхнего протерозоя Бакало-Саткинского района на Западном склоне Южного Урала. Как показали исследования А. Е. Малахова, З. М. Старостиной, Н. К. Бургеля, Д. П. Храменковой и др., пластовые сидеритовые руды мощностью 50—70 м, приуроченные здесь к нескольким терригенно-карбонатным горизонтам осадочной серии, прослеживаются на 1—3 км. К флангам рудные залежи плавно утоньчаются, расчленяясь на более мелкие прослои, многократно чередующиеся с вмещающими доломитами. Последние фациально переходят в известняки, которые, в свою очередь, сменяются известково-глинисто-графитистыми и далее сильно углеродистыми мергелистыми фациями. При этом только после травления, во внешне массивных и однородных сидеритах выявилась четкая горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием тончайших прослойков, обогащенных пиритом (от 8 до 26 вес. %), с кварцем или углеродисто-глинистым материалом.

В Кокчетавском докембрийском массиве в Казахстане пласты сидеритов прослеживаются по простиранию на 250—300 км, а в вертикальном и латеральном направлении фациально замещаются углеродистыми глинистыми сланцами и известняково-доломитовыми породами. В сидеритовых телах этого района всюду наблюдается тонкое ритмичное чередование слойков сидерита и углеродистых сланцев, т. е. образование своеобразного сидеритового флиша. В самих сидеритах количество свободного углерода повышено до 0,5%. Для этой сидеритоносной формации с суммарной мощностью до 750 м характерны четкая стратифицированность, согласное залегание с вмещающими филлитами, алевролитами и песчаниками, а также широкое площадное распространение, большое количество сидеритовых пластов, их значительная мощность (от 0,5 до 3—10 м, изредка до 30 м) и постоянный парагенезис с различными углеродистыми филлитовидными сланцами и известняково-доломитовыми породами. В сидеритах часто присутствуют многочисленные остатки водорослей в виде неправильно-комковатых или сфероидальных карбонатных образований, окаймленных непрозрачным углеродистым веществом. Они содержат пиритную серу (до 1%), фосфор (до 0,25%), марганец (до 2,5%), барий, стронций, бор, ванадий и другие примеси. По своему составу ($SiO_2 \backsim 47\%$, $FeO+Fe_2O_3 \backsim 12\%$, $CaO+MgO \backsim 13\%$) углеродисто-глинистые (мергелистые) сланцы изохимичны магматическим и метаморфическим породам основного состава (базальтам, габбро, амфиболитам и др.), т. е. в условиях более высокой степени метаморфизма они превратились бы в основные кристаллические сланцы, ритмично чередующиеся с магнетитовыми прослоями (за счет сидерита), при этом имитируя метаморфизм тонкослоистой железорудной будто бы вулканогенной серии. Литолого-фациальные и геохимические исследования показывают, что отложение кокчетавских сидеритов происходило, скорей всего, в мелководном, отшнурованном от открытого моря бассейне, вблизи пенепленизированной суши, претерпевшей химическое выветривание (в условиях теплого и влажного климата) и богатой железистыми минералами. По-видимому, в водоемах шло обильное накопление отмиравшего фитопланктона и водорослей, создававших благоприятную среду для сидеритообразования.

Ассоциация сидерита с углеродистым веществом характерна для раннего докембрия. Например, в киватинских (нижнеархейских) крупнейших железорудных месторождениях района оз. Верхнего (США), тесно связанных с базальтовыми покровами, среди кремнисто-сланцевых пород с магнетит-гематитовыми и силикатными (нередко оолитовыми) рудами часто развиты сидериты, образующие отдельные полосы и тела. С сидеритами и магнетитами местами ассоциирует в большом количестве графит. Следы водорослей и бактерий указывают на то,

что при химической седиментации железных руд, кремнистых и других сопутствующих пород существенную роль играли, очевидно, и биологические факторы (Grüner, 1922).

В громадном (500×250 км) нижнепротерозойском железорудном бассейне Западной Австралии (формация Хамерсли, мощность около 4 км) отмечается характерная, весьма правильная и закономерная полосчатость и ритмичность железорудных, кремнистых и силикатных слоев. Характер такой ритмичности допустимо связывать с жизнедеятельностью водорослей, появившихся в процессе колебательных движений дна бассейна. Это тем более вероятно, поскольку в названной провинции встречается большое количество высокоуглеродистых сланцев, а среди рудных минералов, кроме гематита, широко развиты анкерит и сидерит, в кремнистых же прослоях и доломитах в ряде случаев обнаружены структурные скелетные углеродистые формы или даже строматолитовые водоросли (Trendall, 1970). Изотопные исследования углерода из карбонатных вкраплений и прослоев железисто-кремнистых пород формации Брокман (δC^{13} от —9 до —12%) и из пластов доломитов в железорудном бассейне Хамерсли (δC^{13} от +2 до —2%) (Becker, Clayton, 1972) показывают, что источником легкого углерода, скорее всего, было органическое вещество, а железистые образования осаждались в околоокеаническом громадном водоеме и в их генезисе важную роль играла биологическая активность. Анализ приведенного материала позволяет сделать вывод, что независимо от геологического возраста обогащенные органическим веществом и в разной степени метаморфизованные осадочные породы содержат повышенные концентрации U, V, P, Mo, Ni, TR, Ti и некоторых других элементов. Накопление их связано или с жизнедеятельностью древних морских (главным образом, простейших) организмов, или с избирательной сорбцией этих элементов отмершей органической массой, но зависит также и от геохимических особенностей провинций.

Рудогенерирующая роль метаморфических процессов хорошо может быть прослежена на примере урана, обладающего в растворах (U^{+6}) высокой миграционной способностью и образующего в черных сланцах (U^{+4}) повышенные по сравнению с кларковыми сингенетические накопления (Гецева, Дерягин, 1963). Очевидно, как в докембрийских, так и в фанерозойских осадочных толщах рудообразование имело полигенный характер, а неоднократная мобилизация урана происходила при диагенезе — эпигенезе — метаморфизме. В этой связи интересно отметить, что докембрийские осадочные месторождения урана в районе Рам Джангл практически неотличимы от типичных гидротермальных. Сильно метаморфизованные докембрийские золото-урановые россыпи Витватерсранда (с тухолитом, в котором установлены недавно и аминокислоты) связаны с древнейшими гипергенными процессами накопления рыхлых тяжелых осадков, подвергшихся потом цементирующему действию минерализованных гидротерм (магматических или метаморфогенных). Все это говорит о первично осадочной концентрации урана, фосфора и органического вещества в древних илах. При их метаморфическом преобразовании выкристаллизовались апатит и графит, а в зонах трещин и дробления пород происходила десорбция урана из органического вещества и выделение уранинита (Билибина и др., 1959).

Широкое распространение углеродистых формаций в докембрийских толщах, а также приуроченность к ним многих месторождений полезных ископаемых свидетельствуют о большой роли живого и отмершего органического вещества в осадочном рудогенезе не только в позднем докембрии и фанерозое, но и на ранних этапах геологического развития Земли.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КАК ИСТОЧНИК ВЕЩЕСТВА *ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ* И ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Истинная роль процессов корообразования в осадочной металлогении до сих пор оценена далеко не в полной мере. В рамках настоящего раздела мы вынуждены ограничиться здесь лишь некоторыми примерами, характеризующими металлогеническое значение кор выветривания фанерозойского возраста, а также областей докембрийского выветривания и рудообразования. К корам выветривания приурочены экзогенные месторождения, образующиеся: а) непосредственно в процессе выветривания и связанные пространственно и генетически с собственно элювиальными толщами; б) в процессе выноса рудных компонентов за пределы коры выветривания (в виде растворов, в составе поглощенного комплекса и т. д.), их осаждения и концентрации в благоприятной фациальной обстановке (субсинхронные корообразованию осадочные месторождения); в) в результате размыва уже сформировавшихся кор выветривания и переотложения твердых фаз элювиального материала.

В природе, естественно, наблюдаются и переходные типы месторождений. К собственно элювиальным относятся широко известные и хорошо изученные рудные концентрации: месторождения латеритных бокситов, некоторых железных и марганцевых руд, силикатного никеля, хромитовые, касситеритовые элювиальные и др.

Менее известны и пока хуже изучены элювиальные месторождения редких элементов, хотя их промышленное значение невозможно переоценить. Известно, что значительная часть добываемого за рубежом тантала приходится на долю кор выветривания пегматитов и гранитов (Бурков и др., 1969). К месторождениям этой группы относятся также уникальные по запасам и качеству руд концентрации бадделеита в корах выветривания щелочных пород в районе Посус-ди-Калдос (Бразилия); концентрации берилла в корах выветривания пегматитов Африки, Индии и др.; разнообразные редкоземельные месторождения в корах выветривания щелочных, щелочно-ультраосновных, кислых, метаморфических пород и карбонатитов и др. (Бурков, 1969). Среди элювиальных редкометальных месторождений выделяются две группы: остаточные, устойчивые при выветривании минералов (тантало-ниобаты, монацит, циркон, бадделеит и пр.), и гипергенные, образующиеся при распределении редких элементов (редкие земли, бериллий, германий и др.) в толще коры выветривания (Бурков, 1969).

Ряд редкометальных концентраций в осадочных породах образуется субсинхронно с процессом формирования кор выветривания. К ним в частности, относятся накопления ванадия, хрома, кобальта, молибдена и других элементов в вендско-кембрийских углеродисто-глинистых фтанитах ряда районов Казахстана, Тянь-Шаня, Саян, Приморья. Главным поставщиком этих рудных компонентов являются довендские поднятия, в пределах которых в условиях жаркого и влажного климата развивались мощные коры выветривания (Холодов, 1971). Очевидно, к этой же группе месторождений относятся скопления волконскоита в пестроцветных песчано-глинистых породах позднепермского (уфимского) возраста в Предуралье. Весьма обоснованными являются представления о том, что хром, необходимый для образования волконскоита, поступал в седиментационный бассейн в итоге выветривания хромсодержащих ультрабазитов Урала (Пустовалов, 1943; Е. Н. и Л. Ф. Борисенко, 1962).

По Ю. Е. Баранову (1966), распространение в областях сноса кор выветривания, субсинхронных с угленакоплением, является одним из факторов, способствующих формированию высоких концентраций ред-

ких элементов, например, германия в угленосных отложениях в условиях молодых подвижных платформ. Это подтверждено результатами работ В. И. Данчева и Т. А. Лапинской (1968), которые обнаружили высокое (до 0,5%) содержание бериллия в угленосных породах кайнозоя, субсинхронных с корами выветривания гранитов и пегматитов.

Интересным примером образования редкометальных концентраций в связи с формированием кор выветривания на прилегающей к седиментационному бассейну суше являются некоторые стронциевые месторождения. Как известно, стронций является характернейшим галофильным элементом, концентрация которого (в виде целестина или стронцианита) обычно связана с карбонатно-сульфатными или пестроцветными терригенно-сульфатными породами, образующимися в осолоняющихся водоемах. В связи с этим целестин правомерно считается одним из надежных индикаторов аридных климатических условий.

Однако помимо этих обычных для стронция месторождений, известны рудопроявления и месторождения целестина в карбонатных, реже терригенных породах типично гумидного облика, формирующихся в нормально-соленых морских бассейнах. Такие скопления особенно характерны для юрских и меловых отложений Франции, ФРГ, ГДР, Дании; в СССР они известны на Мангышлаке (Бурков, Подпорина, 1962). Типичной их особенностью является ассоциация целестина с глауконитом, фосфоритами, гидроокислами железа, совершенно противопоказанная для эвапоритовых месторождений. Анализ особенностей целестиновой минерализации этого типа указывает на ее формирование в процессе син- и диагенеза и на весьма вероятную роль при этом процессов биогенного извлечения стронция из бассейновых вод (высокое содержание стронция в остатках фауны, присутствие многочисленных зооморфоз целестина и т. д.). Для выяснения вопроса о первичном источнике стронция в этих водах чрезвычайно показательно то, что все известные целестиновые рудопроявления, образовавшиеся в гумидных условиях, субсинхронны с мощными корами выветривания на относительно близко расположенной суше. Возможность поступления стронция из кор выветривания в нормально-соленый водоем в количестве, достаточном для образования целестина в «аномальных» для этого минерала условиях, иллюстрируется следующим ориентировочным расчетом.

При среднем содержании стронция в граните, равном 300 г/т и при удельном весе гранита 2,5, в 1 км^3 породы содержится 750 тыс. т этого элемента.

Изучение геохимических особенностей кор выветривания гранитов и других пород показало, что вынос стронция за пределы образующейся элювиальной толщи часто достигает 60—70% от его исходного содержания в породе (Бурков, Подпорина, 1971). Отсюда следует, что за счет выветривания 1 км^3 гранита в седиментационный бассейн может поступать не менее 400—500 тыс. т. стронция.

Аналогичные расчеты, выполненные для ряда других редких элементов (редкие земли, цирконий и др.) на основании данных об их выносе при выветривании (Бурков, Подпорина, 1971), указывают на существенную роль кор выветривания, как источников редких элементов, поступающих в седиментационные бассейны. В условиях латеритного выветривания вынос некоторых элементов особенно возрастает; если при образовании каолиновых и гидрослюдисто-каолиновых кор выветривания гранитов, сланцев и других пород вынос рубидия и цезия обычно не превышает 20—30%, то при латеритном выветривании тех же пород он увеличивается до 80—100%.

К месторождениям, образующимся в итоге размыва и переотложения кор выветривания, относятся многие россыпи, прежде всего россыпи ближнего сноса, по классификации Н. П. Хераскова и др. (1961).

Присутствие размываемых кор выветривания на обогащенном танталo-ниобатами коренном источнике (метасоматически измененные граниты, пегматиты) является необходимым условием образования промышленных танталоносных россыпей (Бурков и др., 1969, 1970). Так, было установлено, что в том случае, когда на пегматитах коры выветривания отсутствуют, россыпи тантало-ниобатов не образуются и в аллювии происходит значительное разубоживание этих и других рудных минералов (Бойко, Клевенская, 1970).

Аналогичная связь с корами выветривания характерна также для касситеритовых, вольфрамитовых, монацитовых и других россыпей ближнего сноса.

Очевидно, не меньшее значение в качестве источника рудного вещества и необходимого условия образования имеют коры выветривания для аллювиальных, прибрежно-морских и других россыпей, в частности титано-цирконовых (Малышев, 1957; Момджи, 1961; Гуревич и др., 1964). Непосредственная связь современных прибрежно-морских россыпей с ильменитом, монацитом, цирконом, возникших в процессе размывания на суше кор выветривания четко прослеживается на побережьях Индии и Австралии. То же характерно и для древних россыпей, хотя в ряде случаев их связи с корами выветривания затушевываются многократными перемывами осадочных толщ.

Таким образом, влияние кор выветривания на образование осадочных месторождений в фанерозое устанавливается достаточно определенно. Широкое распространение докембрийских, ныне метаморфизованных кор выветривания на Кольском полуострове, Украине, в Сибири, Фенноскандии, Северной Америке и в Африке (Сидоренко, Чайка, 1970) позволяет считать, что их роль в осадочной металлогении была значительной и на ранних этапах развития Земли. Более того, высокое содержание CO_2 в атмосфере и достаточно широкое, начиная, по крайней мере, с протерозоя, развитие органического вещества придавало особую интенсивность элювиальному процессу еще в дофанерозойское время и, следовательно, стимулировало его влияние на осадочное рудообразование (возможно, в большей степени, чем в последующие геологические эпохи).

Естественно, что диагностика и расшифровка первичной природы метаморфизованных кор выветривания и выявление генетической связи с ними осадочных рудных месторождений представляет собой достаточно трудную задачу. Тем не менее, при металлоносности докембрия находили примеры всех трех, кратко рассмотренных выше групп месторождений, связанных с корами выветривания.

Так, к древним элювиальным (метаморфизованным) образованиям, очевидно, относятся кианитовые и силлиманитовые породы в толщах докембрийских парасланцев и гнейсов Норвегии, Южной Америки, Австралии и др., которые, по Д. П. Сердюченко (1968 б, 1972), являются продуктом метаморфизма древних каолинитовых и каолинит-бокситовых кор выветривания. К этой же группе месторождений относятся барит-гематитовые руды в архее Южной Якутии, образовавшиеся при выветривании железистых и гранито-гнейсовых пород с последующим метаморфизмом элювия (Сердюченко, 1959).

Богатые гематитовые руды, формирующиеся при выветривании архейских и протерозойских железистых кварцитов, известны также в пределах Курской магнитной аномалии, в США, Австралии и т. д.

К группе месторождений, образующихся синхронно с корами выветривания и в значительной степени за счет выноса из последних рудных компонентов, относятся, вероятно, многие месторождения железа и марганца. Интенсивность выветривания и более кислый характер поверхностных вод в докембрии должны были способствовать большему, чем в фанерозое, выносу из выветривающихся пород железа, алю-

миния, марганца и редких элементов группы гидролизатов. Такие условия выветривания, что особенно важно, должны были способствовать выносу железа, марганца и, вероятно, алюминия, в растворенной форме (Страхов, 1960). Это является одной из причин широкого распространения в докембрии крупнейших осадочных (впоследствии метаморфизованных) железорудных и марганцевых месторождений. Образование многих высокоглиноземистых пород докембрийского возраста (Сибирь, Украина и др.), вероятно, также связано с интенсивным выносом алюминия при выветривании. В фанерозое большую роль в образовании многих осадочных рудных месторождений (железо, марганец, алюминий, титан и др.) играло переотложение твердых продуктов выветривания.

С размывом и переотложением материала докембрийских кор выветривания во многих случаях достаточно уверенно связывается образование металлоносных конгломератов, которые, собственно, являются метаморфизованными россыпными месторождениями (Чайка, 1969).

Таким образом, как в фанерозое, так и на более ранних этапах развития Земли коры выветривания являлись существенным источником рудного вещества осадочных месторождений. В процессе выветривания выносятся и поступают на путь гипергенной миграции крупные массы не только породообразующих, но также редких и малых металлов. При образовании латеритных кор активно перераспределяются в элювии и выносятся даже такие элементы, как бериллий, тантал, ниобий, рубидий и цезий, которые при выветривании обычно относятся к числу малоподвижных.

Геохимическое изучение докембрийских и фанерозойских кор выветривания является необходимым этапом прогнозирования собственно осадочных и осадочно-метаморфических рудных концентраций.

ПЕРВИЧНО ОСАДОЧНЫЕ ТОЛЩИ ДОКЕМБРИЯ КАК ИСТОЧНИК ФЛЮИДОВ И ВЕЩЕСТВА РУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Вода активно участвует в гипергенном минералообразовании и осадконакоплении, при этом большие массы ее связываются в новообразованиях в конституционной и кристаллизационной формах, захватываются гелями труднорастворимых соединений Si, Al, Fe и др., остаются в поровых пространствах осадочных толщ. Вместе с осадочными толщами эта вода уходит в недра земной коры.

Общая масса воды, заключенной в коре — в порах пород и химически связанной в минералах — оценивается в $7 \cdot 10^{17}$ т, что отвечает половине вод Мирового океана, и почти вся она прошла через осадки за 3,5 млрд. лет геологической истории Земли.

Главным аккумулятором воды являются первично осадочные толщи. Но хотя осадконакопление началось уже в архее, первоначально его роль была незначительной, тем более, что в результате интенсивного метаморфизма древнейшие осадки быстро превращались в кристаллические сланцы и гнейсы. Достаточно устойчивый осадочный слой начал формироваться только с раннего протерозоя ($2{,}8$—$2{,}6 \cdot 10^9$ лет), когда площадной региональный метаморфизм уступил место поясному вследствие усилившейся дифференциации сиалической земной коры и образованию протоплатформ и протогеосинклиналей. С развитием геосинклинального процесса наметилась также эволюция типов осадконакопления. Одни осадки, типичные для раннедокембрийских систем, исчезли, для других изменилась фациальная обстановка. Это можно отчетливо проследить на изменении характера высокожелезистых осадков или типа карбонатных пород, а также по увеличению роли псаммитовых осадков по отношению к глинистым.

Главная масса всех подземных вод, участвующих в эндогенных процессах, приходится на первично седиментационные поровые воды. В длительно и устойчиво погружавшихся седиментационных бассейнах обогащенные водой осадочные породы, погребаемые более молодыми осадками, уходили на значительную глубину. Если исходить только из суммарной мощности пород по разрезу, то в Криворожье, например, базальные конгломераты и песчаники нижней свиты опустились не менее, чем на 8—10 км. Глубина погружения седиментационных вод на примере более молодых областей длительного прогибания достигает 10—12 км (Синицын, 1972).

Воду, содержащуюся в поровых пространствах осадочных пород, следует рассматривать как остаток той водной среды, в которой происходило осадконакопление. Материал осадочных пород поставляется в результате экзогенной переработки вещества в ландшафтной сфере, которая, наряду с астеносферой, является геологически активным уровнем Земли, формирующим кору. Если астеносфера питает верхние горизонты коры вулканическим материалом, то ландшафтная сфера преобразует его в осадочные породы. При этом происходит физическая, геохимическая и биохимическая аккумуляция солнечной энергии (Белов, 1952; Белов, Лебедев, 1967), что ведет к увеличению запасов потенциальной энергии фоссилизированных осадочных толщ. О значительности их говорят расчеты тепла, выделяющегося при образовании комплексных соединений из разделенных в коре выветривания окислов и щелочных металлов (Котина и др., 1969). Таким образом, в процессе осадконакопления происходит захоронение обогащенных водой осадков, получивших в ландшафтной сфере запас «минерализованной» солнечной энергии. При дальнейшем метаморфизме пород в таких толщах содержащаяся в первичных осадках вода активно участвует в эндогенных процессах, а приобретенная энергия служит дополнительным источником тепла, который обычно не учитывается.

Разработка гипотезы метеорно-ювенильного генезиса растворов при щелочном метасоматозе (Кушев, 1972) показала, что локальный прогрев вдоль зон глубоких нарушений за счет повышения теплового потока мог приводить к возникновению на сравнительно небольших (порядка 4—10 км) уровнях условий, в которых глубоко проникающие и погребенные (седиментационные) воды приобретали характер терм.

Воды поверхностного происхождения содержатся в значительном количестве только на высоких уровнях земной коры — в неметаморфизованных осадках. С глубиной под действием быстро нарастающего давления и температуры они отделяются от осадков, порождая потоки водных флюидов, восходящие по зонам трещиноватости и разуплотнения. Поровые воды отжимаются на стадии литификации пород, но гидратные полностью остаются и участвуют затем в процессах метаморфизма. В породах амфиболитовой фации все еще сохраняется до 3% H_2O, которая почти вся высвобождается при переходе к гранулитовой фации (0,5% H_2O).

Породы низких и средних ступеней метаморфизма могут, по-видимому, поставлять также воду интрузивным образованиям при внедрении их в такие сравнительно слабо метаморфизованные толщи. Это подтверждается многочисленными геологическими наблюдениями. Действительно, интрузивные породы докембрия, в частности аллохтонные граниты среди пород амфиболитовой фации, как правило, не обнаруживают следов активного метасоматического воздействия или проявлений постмагматического метасоматоза. Более молодые интрузии, прорывающие относительно слабо метаморфизованные и поэтому богатые водой осадочные породы, нередко окружены развитыми ореолами метасоматического воздействия, они дают многочисленные пегма-

титовые отщепления, подвергаются грейзенизации и постмагматической альбитизации (автометасоматоз). Еще более показательно сравнение протерозойских и палеозойских щелочных и нефелиновых сиенитов.

Расплавы, судя по составу пород, формировались практически в одинаковых условиях глубинности и, следовательно, должны были содержать примерно одниковое количество H_2O. Между тем, докембрийские интрузивные породы, принадлежащие к той же фации глубинности, гораздо «суше» своих палеозойских аналогов.

Таким образом, метаморфизуемые осадочные толщи сами по себе содержат воду в количестве, достаточном для метасоматического их преобразования или формирования термальных растворов под воздействием внедрявшихся магматических пород, или для локального прогрева вдоль зон нарушений в случае, если они предварительно претерпели слабый либо умеренный метаморфизм.

Значительно сложнее представляется вопрос об источнике растворов при образовании кремне-щелочных метасоматитов в зонах региональных разломов, когда окружающие породы метаморфизованы достаточно сильно и, следовательно, обезвожены настолько, что вряд ли могли отделять воду в объеме, достаточном для наблюдаемого и поддающегося учету перемещения вещества. Как показано в ряде работ (Котляр, 1970; Белевцев, 1969; Кушев, 1972), применительно к этим условиям отдельные интрузивные тела не могут рассматриваться в качестве источника метасоматизирующих реагентов; метаморфогенная природа растворов — в классическом выражении этой гипотезы — также встречает ряд возражений. На примере щелочного натрового метасоматоза показано, что наиболее благоприятными для этого процесса условиями являются: $T=300\div550°$ С; $P=500\div1500$ атм; фильтрующиеся слабощелочные растворы с pH$\simeq$7, содержащие Na, анионы HCO'_3, CO''_3, C′ и, очевидно, F′; превышение потенциала Na над потенциалом K (Кушев, 1972).

Общее давление ($P=500\div1500$ атм), благоприятное для течения процесса и ряд особенностей минералообразования дают представление о глубине, на которой развивается метасоматоз — в интервале от 1,0—1,5 км ($P\simeq500$ атм) до 3—4 км ($P\simeq1500$ атм). Это очень небольшая глубина, вполне сравнимая с глубинами, на которых происходит активное минералообразование в зоне современного вулканизма и в областях распространения современных термальных вод. В то же время температуры, при которых происходит метасоматическое минералообразование (300—550° С), значительно выше, чем можно ожидать на этих глубинах, исходя из нормального геотермического градиента. Поэтому необходимо допустить, что метасоматические реагенты (флюид H_2O), являясь переносчиками тепла, вызывали локальное повышение температуры в пределах зоны преобразования и в непосредственном ее окружении.

Локальный прогрев под воздействием повышенного теплового потока вдоль зон глубоких нарушений, очевидно, мог приводить к тому, что на сравнительно неглубоком уровне (порядка 4—10 км) в земной коре создавались условия, в которых метеорные воды, проникающие на глубину до 10 км по зонам нарушений, сами приобретали характер терм. Определение количества воды метеорного происхождения в современных термальных источниках по изотопным отношениям кислорода и отношению тритий/дейтерий действительно показало, что на ее долю приходится 90% и более. И хотя сопоставить термы современных областей с докембрийскими можно, по-видимому, только в известном приближении, вполне вероятно, что термальные растворы в докембрии включали глубоко проникающие метеорные воды. Другим важным источником воды подобных терм могла служить гидратная вода, отде-

лявшаяся при метаморфизме перекрывающих кристаллическое основание осадочных пород.

Вопрос об источнике тепла природных терм является одним из наиболее трудных в любой гипотезе. Однако сопоставление количества тепла (энергии) магматических и вулканических процессов с энергией тепловых потоков показывает, что в общем балансе последняя играет более важную роль. Кроме того, горные породы, как отмечает Эдлис, в глубинных гидротермальных системах сами могут обусловливать состав и содержание растворенных компонентов терм, а количество тепла, выделяемое при экзотермическом изменении пород, сопоставимо с теплом, выделяемым (теоретически) остывающими интрузиями. Однако этот фактор обычно не принимается во внимание.

Таким образом, при формировании метасоматитов вдоль зон нарушений в достаточно сильно метаморфизованных породах существенная роль принадлежит глубоко погружающимся метеорным водам.

Возможно еще одно объяснение источника большого объема воды при метаморфическом и «эндогенном» метасоматическом минералообразовании, если подходить к решению данного вопроса с учетом представлений о глобальной тектонике, согласно которым континентальные плиты земной коры надвигаются на участки океанического шельфа. Предполагается, что подобный тектонический механизм справедлив и для прежних геологических эпох, в том числе и для докембрия с момента заложения протогеосинклинальных систем. В случае надвигов плиты кристаллических пород могли перекрывать мощные толщи неметаморфизованных осадков и позднее подвергаться новому метаморфизму уже по всему разрезу. При таком наложенном метаморфизме вода, выделяющаяся из обогащенных ею пород в нижней части разреза, должна поступать в бедные ею породы верхней части разреза как «эндогенная» или «ювенильная». По-видимому, подобная трактовка, пока еще сугубо предположительная, заслуживает внимания, тем более, что при этом: а) отпадает необходимость объяснять механизм проникновения метеорных вод на глубину порядка 10 км, что в ряде случаев представляется весьма затруднительным; б) появляется возможность не привлекать «сквозьмагматические» растворы, природа которых по меньшей мере проблематична, при расшифровке процессов гранитизации; в) объясняется появление некоторых элементов, которые нередко выступают в метасоматических рудах как «эндогенные», хотя обычно концентрируются в осадочных породах, такие, например, как бор.

Образование метасоматитов требует весьма значительного перемещения ряда компонентов. В их число, с одной стороны, входят элементы, присутствующие в исходных породах, подвергающихся метасоматическим изменениям и входящих в состав главных силикатных и рудных минералов, с другой стороны, те, которые в исходных породах практически отсутствуют или содержатся в кларковых количествах. Силикатные минералы изменяют свои содержания обычно незначительно, испытывая частичное, вероятно — местное перемещение, хотя количество некоторых меняется существенно (натрий и калий — иногда в несколько раз). Рудные компоненты обнаруживают десятикратное, иногда и стократное обогащение.

Многочисленные эксперименты по взаимодействию перегретых водных флюидов с реальными горными породами приводят к выводу, что заимствование большей части петрогенных и малых элементов метасоматитов происходит из пород фильтра при их взаимодействии с фильтрующимися метасоматическими реагентами (термами). Это подтверждается и геологическими наблюдениями. Например, как отмечает Д. П. Сердюченко (Сердюченко, Павлов, 1967), бор в значительном количестве появляется в эманациях только тех вулканических аппара-

тов, которые расположены среди полей преимущественно морских осадочных формаций; если же «вмещающие» породы представлены плутоно-вулканическими типами, бор в эксгаляциях совсем или почти совсем отсутствует. В некоторых гидротермальных месторождениях минералы бора также появляются лишь в присутствии в разрезе осадочных пород определенного литологического состава.

В качестве фильтра — источника рудных и петрогенных элементов обычно выступают первично осадочные в различной степени метаморфизованные породы, которые в силу особенностей осадочной дифференциации еще в процессе осадконакопления приобрели определенную металлогеническую специализацию. Наиболее убедительным доказательством служит совпадение изотопного состава свинца, серы, углерода в рудных метасоматитах и в осадочных горизонтах, залегающих в разрезе метасоматически измененной толщи пород. При низком фоновом содержании конкретного рудного элемента в слоистых осадочных толщах метасоматиты также не обнаруживают резко повышенных его концентраций. Остановимся на нескольких примерах, иллюстрирующих эти положения.

Широко известные месторождения железных руд формации железистых кварцитов не оставляют сомнений в их первично осадочном происхождении. Кроме типично метаморфогенных руд, в таких толщах встречаются залежи богатых амфибол-магнетитовых руд метасоматического происхождения, возникающие в результате осаждения железа, мигрирующего из зон метасоматического окварцевания, или натрового метасоматоза (Елисеев и др., 1961).

Месторождение Баотоу в Центральной Азии с комплексным редкометально-ниобиевым и урановым оруденением (Тугаринов, 1963 б) представляет собой серию линзовидных железорудных залежей, локализованных на контакте доломитов и сланцев протерозойского возраста. В рудах наряду с магнетитом и гематитом установлена редкоземельная, ниобиевая, фторная, фосфорная, бариевая и урановая минерализация, приуроченная к метасоматическим породам. Первоначально проявление метасоматоза и оруденения связывалось с герцинским магматизмом. Однако изотопными исследованиями доказано, что если интрузии граносиенитов и были ответственны за мобилизацию и перемещение рудоносных флюидов, то источником рудного вещества служила рудовмещающая толща (точнее те ее части, которые были фильтром для растворов) с возрастом не менее 1500 млн. лет. Об этом свидетельствует идентичность изотопного состава свинца галенитов и других минералов метасоматитов с составом свинца протерозойских доломитовых толщ. Появление титана и ниобия в метасоматитах связано с переработкой сланцево-кварцитовых пород верхних свит синия, которые изначально были обогащены кластическими минералами с повышенным содержанием титана и ниобия. Примечательно, что такое оруденение не распространяется стратиграфически выше этих горизонтов и не появляется в контактах граносиенитов.

Примером заимствования рудного вещества из первично осадочной толщи служит также урановое месторождение Пауккаянваара в Финляндии. Урановое оруденение локализуется в метасоматически измененных породах, обычно представленных альбититами или эпидот-хлоритовыми альбитовыми метасоматитами, причем лишь в случае, когда зоны метасоматоза пересекают горизонты с повышенными фоновыми содержаниями урана. Такими образованиями в районе месторождения являются конгломераты и песчаники. Перечень подобных примеров может быть продолжен.

Потенциальная рудоносность отдельных районов и конкретных зон определяется в период осадконакопления (четко выраженная осадочная дифференциация начинает проявляться с раннего протерозоя) и

усиливается или ослабляется в результате петрохимической эволюции пород при метаморфизме. Причиной металлогенической специализации метасоматитов является характер потенциально рудоносной первично осадочной толщи, которая выступает в качестве источника рудного вещества, и тип метасоматизирующих реагентов. Источником флюидно-водной фазы растворов при образовании большей части метасоматитов обычно служат сами первично осадочные слоистые толщи (в относительно слабо метаморфизованных породах) или глубоко проникающие метеорные воды.

РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННЫЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕТАМОРФОГЕННОГО ТИПА

Основное положение модели метаморфогенного рудообразования заключается в том, что процесс зарождения и формирования, концентрации и рассеивания компонентов в месторождениях полностью определяется этапами и стадиями тектоно-метаморфического цикла в комплексах пород, оптимальных по *P-T*-условиям для образования определенных минерагенических и (или) металлогенических формаций. Из этого вытекает определение метаморфогенно-металлогенической формации, под которой следует понимать единый генетический ряд месторождений полезных ископаемых, образовавшихся в сходных литолого-стратиграфической и тектоно-метаморфической обстановках, возникших при различном геодинамическом режиме регионального метаморфизма (фации, фациальные серии), с которым связана геохимическая специализация формации и парагенетические ассоциации рудных компонентов месторождений независимо от возраста метаморфизма. Исходя из этого и основываясь на синтезе материалов по большинству известных месторождений полезных ископаемых, залегающих среди метаморфических комплексов, авторами разработана новая генетическая классификация месторождений метаморфогенного типа, в которой учтены, в противовес устаревшей классификации К. И. Богдановича (1913), современные достижения как в изучении процессов регионального метаморфизма, так и металлогении метаморфогенных полезных ископаемых (Великославинский и др., 1968; Соколов и др., 1974).

По отношению к региональному метаморфизму и сопровождающим его процессам дифференциации вещества месторождения метаморфогенного типа подразделяются на три класса: 1 — ортометаморфические, в которых образование рудных и (или) нерудных парагенезисов, являющихся полезными ископаемыми, определяется процессом регионального метаморфизма и особенно сопровождающим его процессом метасоматоза; 2 — прометаморфические, в которых промышленные концентрации полезного компонента возникли до регионального метаморфизма (в результате седиментации, выветривания, вулканизма, интрузивного магматизма), а процессы метаморфизма лишь изменили минеральный состав, качество руд и их концентрацию и 3 — реометаморфические, промышленные руды которых возникли в результате переотложения и обогащения первично рассеянных при седиментации и магматической деятельности рудогенных элементов путем метасоматической мобилизации, сопровождающей метаморфические преобразования.

Ортометаморфический класс месторождений в генетическом аспекте включает в себя палингенно-метасоматические и гидротермально-метасоматические формации. Естественно, что в противоположность прометаморфическим месторождениям, в формировании и локализации месторождений ортометаморфического класса ведущая

роль принадлежит фактору регионального метаморфизма, так как металлогеническая специализация метаморфических комплексов в данном случае определяется термодинамическим режимом и общей геохимической обстановкой. Однако и в этом случае удается подметить влияние литолого-формационных особенностей рудовмещающих толщ на формирование месторождений этого класса.

Так например, роль литолого-стратиграфического фактора в локализации пегматитовых месторождений была установлена давно, однако в классической форме его значение было показано только на примере формации мусковитовых пегматитов. Как известно, стратиграфический разрез пегматитвмещающих комплексов большинства мусковитовых провинций мира, в основном, определяется переслаиванием биотитовых, гранат-биотитовых, дистен (силлиманит)-гранат-биотитовых, ставролит-гранат-биотитовых, ставролит-дистен (силлиманит)-гранат-биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев, скаполит-, цоизит-, диопсид- и амфиболсодержащих гнейсов и сланцев, кварцитов и мраморов (Северо-Байкальская, Восточно-Саянская, Южно-Енисейская, Таймырская, Становая, Беломорская, Уральская провинции, пегматиты Украинского докембрийского массива, Южно-Чуйское поле, пегматиты Индии — Бихарское, Раджастанское, Неллурское поля, пегматиты Северо-Восточного Китая, Центральной Австралии, Абиссинского плоскогорья, Минас-Жерайской провинции — Бразилия, Аппалачского пояса и других более мелких полей). Если при анализе стратиграфического разреза указанных районов использовать методику М. А. Завалишина и Н. А. Львовой, примененную ими для Северо-Байкальской провинции, Е. И. Чуйкиной — для Беломорской провинции, — А. А. Савельева — для Восточного Саяна, то окажется, что все мусковитовые провинции, поля и отдельные месторождения формируются в структурно-фациальных зонах, в которых происходило накопление мощных терригенных толщ флишоидной формации с подформациями карбонатного и терригенного флиша.

Таким образом, состав парагенетических ассоциаций вмещающих пегматиты пород показывает, что подавляющее большинство слюдоносных провинций принадлежит к миогеосинклинальной группе формаций (тектогенные обломочные формации). Эти формации отвечают ранним (начальным) и средним стадиям тектонического цикла: 1) флишоидная подформация аспидной формации, 2) флишевая формация с подформациями карбонатного и терригенного флиша. Классификация осадочных формаций, как известно, основывается на изучении характеристик неметаморфизованных или слабометаморфизованных толщ. Слюдоносные пегматиты, наоборот, размещены в породах сильных степеней метаморфизма, в которых элементы первично осадочного или осадочно-вулканогенного происхождения устанавливаются с трудом. Поэтому установление палеогеографических условий осадконакопления пегматитвмещающих комплексов пород и восстановление состава первичного осадка при абстрагировании от влияния процессов регионального метаморфизма имеет первостепенное значение при формационном анализе метаморфических пород в слюдоносных провинциях. Эталоном в этом направлении могут служить исследования М. А. Завалишина и Н. А. Львовой (1954). Развивая начатые в этом направлении исследования, М. А. Завалишин и его последователи (Леонтьев и др., 1967) в последних работах в стратиграфическом разрезе одной из продуктивных свит мамской кристаллической толщи выделили сопоставляемые с элементами осадочного ритма литофации: кремнеземистую, глиноземистую, карбонатную, алевро-глинистую и литофацию кварцевых песков и попытались с позиций литологического контроля рассмотреть приуроченность мусковитоносных пегматитовых жил к породам определенных литофаций. Однако при всех прочих равных усло-

виях необходимо иметь в виду, что горизонты высокоглиноземистых метапелитов при процессах пегматизации и мусковитизации создают кислотную обстановку среды, способствующую образованию в стадию кислотного выщелачивания промышленных концентраций мусковита в пегматитовых жилах. Подобные оптимальные условия возникают только при региональном метаморфизме дистен-силлиманитовой фациальной серии, фации альмандиновых амфиболитов (Соколов, 1970).

Вопрос о литолого-стратиграфическом факторе контроля для редкометальной и редкометально-мусковитовой формаций пегматитов разработан недостаточно. В настоящее время отчетливо установлено, что редкометальные пегматиты характерны для комплексов, в которых проявлен высокотемпературный метаморфизм с режимом, отвечающим андалузит-силлиманитовой фациальной серии — фации куммингтонитовых амфиболитов (Абчадское пегматитовое поле в Северном Прибайкалье, пегматитовые поля Забайкалья и хр. Хамар-Дабан, Ю. Финляндии, Швеции, в районе оз. Шарлеруа в Канаде). Пегматитовые месторождения с редкометально-мусковитовой минерализацией обычно связаны с глиноземистыми осадочными формациями, метаморфизованными в *T-P*-условиях промежуточной фациальной серии (пегматитовые поля Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае, Таймыр) или в полиметаморфических комплексах, где наблюдается наложение высокотемпературного метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии на кианит-силлиманитовую, либо наоборот (месторождения штатов Раджастхан, Бихар в Индии; штата Минас-Жерайс в Бразилии и Кольского полуострова) (Кратц и др., 1973 а; Салье, 1973).

Также не исследован вопрос о влиянии литолого-стратиграфического фактора на локализацию редкоземельных пегматитов, хотя Г. Г. Родионовым (1960) уже давно подчеркивалось, что эта пегматитовая формация контролируется гиперстенсодержащими гнейсами гранулитовой фации метаморфизма (Алданский щит, Енисейский кряж).

В качестве другого примера ортометаморфической формации гидротермально-метасоматического генезиса можно привести флогопитовые и железорудные месторождения Алдана, флогопитовые месторождения Прибайкалья, Мадагаскара, Кореи, Индии, Канады, локализованные в толщах кристаллических сланцев гранулитовой фации, содержащих прослои доломитовых мраморов и кальцифиров.

Как показали многочисленные исследования в Алданском горнопромышленном районе железорудные и флогопитовые месторождения локализуются в определенных продуктивных горизонтах, содержащих в своем составе доломитовые мраморы. Этот факт как будто бы бесспорно говорит о большом металлогеническом значении исходных метаморфических толщ, как источника магния и кальция при формировании флогопитовых месторождений. Однако в генетическом плане для этих месторождений существует несколько, иногда взаимно исключающих точек зрения, в которых роль литолого-стратиграфического фактора рассматривается различно. Так, Д. П. Сердюченко (1959) придает этому фактору решающую роль, тогда как другие исследователи ведущим считают или фактор базификации при процессах гранитизации (Судовиков, 1956), или магматический фактор (Шабынин, 1958; Шмакин, 1959), или фактор регионального метаморфизма. При этом, как считает М. Е. Салье и др. (1972), формирование этих месторождений происходило только на регрессивном этапе метаморфизма гранулитовой фации при умеренном, либо пониженном давлении, тогда как Д. А. Михайлов (1973) образование этих месторождений связывает с регрессивным этапом диафтореза амфиболитовой фации по гранулитам.

В отличие от рассмотренных месторождений для класса прометаморфических и (или) параметаморфических место-

рождений литолого-стратиграфический фактор имеет решающее значение. Примером этому могут служить разнообразные генетические формации метамагматических и (или) постмагматических, метаэффузивных и метаэффузивно-осадочных, метаосадочных и метадеструкционных месторождений.

Так, с метаэффузивно-осадочными формациями эвгеосинклинальных зон связаны серно- и медноколчеданные месторождения (Сибай, Учалы — Урал, Парандово, Хаутовара — Карелия; Чероки, Кноб — США) и марганцовистые (Караджал — СССР; Дарвар — Индия, Нсута — Гана) рудные формации. К железисто-кремнистой формации приурочена большая часть железорудных месторождений мира (Кривой Рог, КМА, Костомукша, Оленегорское — СССР; железистые кварциты Канады, Австралии, США, Бразилии, Индии, Китая). Метаморфизованные осадочные толщи, включающие флишоидные и карбонатные формации, вмещают колчеданно-полиметаллические или полиметаллические месторождения (Филизчай, Кизил-Даре — Закавказье; Текели — Казахстан; Балмат-Эдуарде — США). Специфические формации — ураноносных и золотоносных конгломератов (Витватерсранд в Южной Африке, Жакобина в Бразилии, Блайнд-Ривер в Канаде), графитовая (Украина, Канада, Мадагаскар) и медистых песчаников (Удокан в Восточной Сибири, месторождения медного пояса в Замбии) — представлены определенными литологическими разновидностями осадочных пород, которые входят в формационные ряды, характеризующие специфические геотектонические условия.

Однако при прогнозировании месторождений такого рода необходимо принимать во внимание не только литолого-формационные особенности толщ, но также характер и степень регионального метаморфизма, так как последний может весьма существенно изменять вид минерального сырья и влиять на разубоживание или концентрацию первичного рудного вещества, сформированного до метаморфизма. Степень таких изменений определяется термодинамическими условиями метаморфизма, причем ведущая роль здесь принадлежит тепловому режиму и величинам отношения температуры и давления, что связано с общей геохимической обстановкой в подвижных областях и их тектоническим режимом (Miyashira, 1961; Соколов и др., 1972).

Так, в областях однородного метаморфизма цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фации с метаэффузивами базальтоидных формаций связаны месторождения и рудопроявления самородной меди (Черный Бугор — Урал; Мичиган — США), а с зеленосланцевой и амфиболитовой фациями — серно- и медноколчеданных руд. Марганцевые руды, связанные с этими же вулканогенными формациями представлены в областях развития метаморфизма зеленосланцеватой фации окисно-родонитовыми рудами и гондитовыми филлитами (Приаргунье, Ханкайский массив — СССР; Нсута — Гана); в амфиболитовой фации — гондитами с окисно-спессартиновыми рудами (Дарвар — Индия), а в гранулитовой — кодуритами (силикатно-марганцевыми рудами — Индия).

Железорудная, связанная с метаэффузивно-осадочными породами, представлена железистыми кварцитами, распространенными в областях проявления метаморфизма в зеленосланцеватой и амфиболитовой фации и эулизитами среди метаморфизованных пород гранулитовой фации.

В этих случаях налицо изменение минерального состава руд при возрастании степени регионального метаморфизма, причем метаморфизм гранулитовой фации переводит промышленные окисные руды в непромышленные силикатные, добыча которых в настоящее время нерентабельна. Более благоприятным, особенно для железорудных формаций, является тот случай, когда эти формации испытывают или

первичный метаморфизм амфиболитовой фации, или наложенные в этих условиях преобразования. При этом не только улучшается качество прометаморфических руд, но становится возможным и образование богатых переотложенных реометаморфических залежей.

Появление промышленных концентраций глинозема, хотя и определяется литолого-формационными факторами, предопределяющими их образование среди метаосадочных пород (месторождения Северо-Байкальского нагорья, Мугоджар, Китойское в Восточных Саянах, Чаустинское в Горном Алтае) и метаморфизованных кор выветривания, которые выделяются как метадеструкционные формации (Патомское нагорье — Восточная Сибирь, Кейвы — Кольский полуостров) (Сидоренко, Чайка, 1970), все же в значительной мере связано с характером термодинамического режима регионального метаморфизма. Так, при метаморфизме в зеленосланцевой фации образуются диаспоровые руды (Патомское нагорье в Восточной Сибири), в амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии — андалузитовые руды (Китойское месторождение в Восточных Саянах) в гранулитовой — корунд-силлиманитовые руды (месторождение Южной Австралии). При региональном метаморфизме кианит-силлиманитовой фациальной серии формировались кианитовые руды Чаустинского месторождения в Горном Алтае, Северо-Байкальского нагорья и корундово-кианитовые руды Южной Якутии. При наложении неоднократного метаморфизма различных фациальных серий на глиноземистые породы, метаморфизованные либо в гранулитовой, либо в амфиболитовой фации, образуются комплексные руды, сложенные кианитом, андалузитом и силлиманитом, как в месторождениях свиты Кейв на Кольском полуострове (Бельков, 1963).

Более сложные соотношения литолого-формационных и метаморфических факторов формирования оруденения выявляются для месторождений реометаморфического класса, который объединяет большую часть рудных формаций гидротермально-метаморфического генезиса. Значительные промышленные концентрации рудных компонентов возникают здесь в связи с дифференциацией и мобилизацией вещества при регионально-метасоматических преобразованиях регрессивной стадии метаморфизма, таких как кислотное выщелачивание и связанный с ним магнезиальный метасоматоз, которые проявляются в строго определенной последовательности и сопровождают региональный метаморфизм и ультраметаморфизм. Это несомненно ставит метаморфический фактор локализации месторождений метаморфогенного типа реометаморфического класса на первое место. Вместе с тем, характер рудной минерализации во многом определяется также типом осадочных и вулканогенных формаций, являющихся в данном случае одновременно средой рудоотложения и источником рудных элементов. Так, метаморфические преобразования амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии, сопровождающиеся мигматизацией и последующим магнезиальным метасоматозом пород специфической лептитовой формации, привели к формированию метасоматитов, так называемых скёлей (кордиерит-андалузит-альмандиновых и кордиерит-жедрит-антофиллитовых пород) и ассоциирующих с ними колчеданно-полиметаллических руд месторождений Оммеберг и группы Фалун в Швеции, Ориярви и Айала в Финляндии (Глебовицкий, Турченко, 1970).

Ранняя сфалерит-галенитовая минерализация в этих месторождениях обязана ранним регионально-метаморфическим преобразованиям пород лептитовой формации, а поздняя, халькопирит-пирротиновая, связана с магнезиальным метасоматозом. Кроме того, для ряда месторождений отмечается зависимость между металлогенической и метаморфической зональностью: в зоне ультраметаморфизма сохраняются

пирротиновые руды, в зоне силлиманит-мусковит-альмандиновой субфации — халькопиритовые, а в зоне ставролитовых субфаций куммингтонит-амфиболитовой фации, сфалерит-галенитовые (месторождения Оммеберг и Шеллефтео в Швеции, рудопроявления в Северном Приладожье.

С толщами основных вулканитов и разнородных осадочных образований, включающих сульфидно-графитовые сланцы, ассоциируют медноколчеданные месторождения и рудопроявления (Коронейшн в Канаде, Сингхбум в Индии, Шеллефтео в Швеции, Оутокумпу в Финляндии, Чалка и Хаутоваара в Карелии), богатые вкрапленные и прожилковые руды в которых формируются в результате гидротермально-метасоматической мобилизации рудного вещества из вмещающих толщ при регрессивных преобразованиях стадии кислотного выщелачивания, наследующей регионально-метаморфические изменения низкотемпературной части амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии, и синхронного отложения рудных минералов в позднещелочную стадию, соответственно закономерностям, выявленным Д. С. Коржинским (1953) для послемагматических процессов.

Гидротермально-метаморфическая мобилизация является главным фактором при формировании месторождений золото-сульфидной формации, залегающей среди разнородных осадочных образований, метаморфизованных в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях (Верхнее Озеро — США; Раманджири — Индия; Йеллоунайф — Канада; Мурунтау — Узбекистан; Эльдорадо; Советское — Енисейский кряж, Ленские месторождения — Восточная Сибирь). Большая часть этих месторождений залегает в областях проявления зонального термодинамического регионального метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии или же однородного метаморфизма зеленосланцеватой фации. Такие термодинамические условия определяют и режим последующих стадий метасоматического изменения и дифференциации вещества, ведущих к формированию метаморфогенных формаций сульфидных руд. Сульфидное оруденение, как показывает опыт изучения таких месторождений в метаморфических поясах различных фациальных серий, в том числе и высоких давлений, имеет тенденцию формироваться либо в областях проявления метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии, либо на регрессивной стадии, сопровождающейся спадом давления в областях метаморфизма повышенного давления. Такая закономерность установлена для образования метаморфогенно-гидротермального медноколчеданного оруденения в гранулитах Лапландской и Кандалакшско-Колвицкой зон на Кольском полуострове, связанного с окварцеванием и куммингтонитизацией (кислотное выщелачивание и магнезиальный метасоматоз), для которых характерны минеральные ассоциации низкого давления (Турченко, Ефимов, 1972).

Вместе с тем, литолого-формационные и тектонические особенности региона, предопределяющие присутствие в первичных вулканогенно-осадочных сульфидсодержащих толщах дометаморфических гипербазитов, наряду с регионально-метаморфическими и метасоматическими преобразованиями, способствующими мобилизации рудных компонентов из пород региона, являются необходимым звеном в образовании медно-никелевых и кобальтовых руд (месторождения Оутокумпу в Финляндии, Печенга, Алларечка, Ловно на Кольском полуострове).

Горизонты сульфидсодержащих черных сланцев, первично обогащенные органическим веществом и рудогенными элементами, не только создают при процессах регионального метаморфизма и последующих метасоматических преобразованиях восстановительную обстановку, благоприятную для образования сульфидов, но и служат источником рудных элементов и серы. Такие толщи вместе с залегающими

в них магматическими телами (например, гипербазитами) являются благоприятной средой для образования реометаморфических сульфидных руд, а также служат своеобразными геохимическими барьерами, способствующими осаждению различных по геохимическим свойствам рудных элементов.

Таким образом формирование месторождений метаморфогенного типа является следствием процессов экзогенной и эндогенной дифференциации вещества земной коры, определенным образом сочетающихся в пространстве и во времени. Степень дифференцированности и фракционирования вещества увеличивается со временем при многократном повторении процессов осадкообразования, выветривания, магматизма и метаморфизма. Вместе с этим, в металлогенической эволюции земной коры устанавливается определенная последовательность (Кратц и др., 1973 б). Так, для раннеархейского мегацикла являются характерными, главным образом, прометаморфические железорудные формации железистых кварцитов и эулизитов, графитовая, апатитовая и серноколчеданная формации. Позднеархейскому и раннепротерозойскому мегациклам, наряду с широким распространением прометаморфических месторождений железистых кварцитов, медистых песчаников и серного колчедана, свойственно появление орто- и реометаморфических месторождений флогопитовой, железорудных метасоматитов, серно- и медноколчеданной, глиноземистой и марганцовистой формаций. Для средне- и позднепротерозойского мегациклов характерно не только преобладание рео- и ортометаморфических месторождений, но усложнение и увеличение количества рудных формаций одного класса (формации редкометальных, редкометально-мусковитовых, мусковитовых пегматитов, серноколчеданных, медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических, свинцово-цинковых, медно-кобальтовых, медно-никелевых, золото-сульфидных, мышьяково-золото-полиметаллических и других руд).

Выявление закономерностей в проявлении литолого-формационных и метаморфических факторов локализации месторождений метаморфогенного типа позволяет ставить вопрос о разработке металлогенической модели метаморфогенного рудообразования и выделении металлогенических эпох метаморфогенного рудообразования в докембрии.

ГИДРОКСИЛЬНАЯ ВОДА ПЕРВИЧНО ОСАДОЧНЫХ ПОРОД КАК ИСТОЧНИК МЕТАМОРФОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ

В настоящее время мало кто сомневается в возможностях метаморфогенного рудообразования. Многочисленные геологические данные убедительно свидетельствуют о значительной роли вмещающих первично осадочных пород в качестве источника рудного материала (Тугаринов, 1963 а; Судовиков, 1964; Домарев, 1967; Сердюченко, 1972 и т. д.).

В качестве источника метаморфогенных рудообразующих растворов целесообразно рассматривать воду самих вмещающих толщ, прежде всего гидроксильную воду. Эта вода локализуется в форме поверхностных и структурных ОН-групп в породообразующих минералах и высвобождается при метаморфогенных преобразованиях. Водогенерирующая роль при этом может принадлежать не только гидроксилсодержащим минералам. Прецизионными химическими анализами постоянно фиксируется заметное количество H_2O^+ в таких безводных минералах, как полевые шпаты, пироксен, оливин (Дир и др., 1966). С помощью ИК-спектроскопии (Brunner et al., 1961) и масс-спектроскопии (Zimmermann, 1972) присутствие ОН-групп было отмечено в кварце; чувствительным электролитическим методом и по ИК-спектрам вода установлена в гранатах,

родоните, силлиманите, дистене и т. д. (Wilkins, Sabine, 1973). Таким образом, при метаморфизме вмещающие толщи практически любого состава могут оказаться существенным источником гидроксильной воды.

Обезвоживание гидроксилсодержащих минералов, происходящее за счет протонного переноса между соседними ОН-группами кристаллической решетки и диффузионного скачка вновь возникшей молекулы воды, начинается с приповерхностных или нарушенных частей кристалла (Freund, 1967; Блох, 1969). Если молекулы воды образуются вблизи от поверхности кристалла, то у них появляется возможность непосредственной десорбции в межкристаллическое пространство. Если же дегидроксилизация идет в недрах кристалла, то молекулы воды будут скапливаться на участках дислокаций, т. е. линейных несовершенств, образующих внутри кристалла границу сдвига. Область кристалла в непосредственной близости от дислокационной линии более разрыхлена, чем ненарушенная его часть (Гегузин, 1966). Это благоприятствует диффузии образовавшихся молекул воды в направлении ядра дислокаций.

В минералах, решетка которых не содержит структурных ОН-групп, гидроксильная вода присутствует преимущественно в форме поверхностных гидроокислов. Они локализуются на дефектных участках кристаллической решетки. Р. Ф. Мартин и Г. Донни (Martin, Donnay, 1972) считают возможным частичное замещение ОН-группами атомов кислорода в решетках таких безводных минералов, как полевые шпаты, гранат, оливин, пироксен, шпинель; по их мнению, это замещение может обеспечить для номинально безводных фаз содержание гидроксильной воды до 1%.

О способности дефектных участков минералов к концентрации молекул воды даже за счет заимствования извне свидетельствуют наблюдения над изменением содержания воды при увеличении степени дефектности кристаллической решетки. В каолините, подвергшемся ударной нагрузке 70 тыс. кг/см^2, после которой в его решетке возникли дополнительные дефекты, содержание воды возросло на 2,5% за счет поглощения ее паров из атмосферы. Это отмечено появлением на ИК-спектрах предварительно нагруженного образца дополнительных интенсивных полос воды (рис. 95) и данными термографического определения потери веса. Для удаления вновь приобретенной воды требуется температура от 300 до 500° С.

На дислокациях помимо молекул воды, в виде «облака Коттрелла», концентрируются также элементы-примеси, присутствующие в кристалле (Коттрелл, 1959; Хирт, Лоте, 1972). Но в противоположность не имеющим заряда вращающимся молекулам воды, которые не могут существовать в плотно упакованной кристаллической решетке и потому локализуются в области ядра дислокаций, примесные атомы приурочиваются к окружающим дислокацию несимметричным полям растяжения и сжатия. Под влиянием внешнего напряжения дислокация может приобрести способность к перемещению в пределах кристалла — хозяина, вплоть до выхода за его границы и преобразования в трансляционный сдвиг, т. е. в элемент пластической деформации кристалла. Молекулы воды, расположенные в ядре дислокации, легко перемещаются вместе с ней. Сложнее взаимоотношение дислокаций с примесными атомами облака Коттрелла, перемещение которых связано с объемной диффузией.

Облака Коттрелла, при прочих равных условиях, ограничивают подвижность дислокаций. Можно ожидать три варианта взаимоотношения двигающейся дислокации и сопротивляющегося этому движению облака Коттрелла (Хирт, Лоте, 1972). При определенной величине внешнего напряжения сдвига, приложенного к дислокации, она может приобрести импульс, достаточный для того, чтобы вырваться из окружающего ее облака вплоть до удаления за пределы решетки. Вместе с этим про-

изойдет десорбция молекул воды, локализованных в ядре дислокации, т. е. минерал будет обезвожен без одновременного выноса элементов-примесей. При меньших напряжениях для отрыва дислокации от облака потребуется дополнительная термическая активация, а при еще меньших величинах внешнего воздействия вероятностью отрыва можно пренебречь даже с учетом температурных влияний, и дислокация будет перемещаться вместе со своим облаком со скоростью, определяемой величиной объемной диффузии примесных атомов. При этом, как подчеркивал А. В. Копелиович (1965), который первый привлек внимание к возможной рудогенетической роли облаков Коттрелла, за пределами кристалла — хозяина могут оказаться и элементы-примеси.

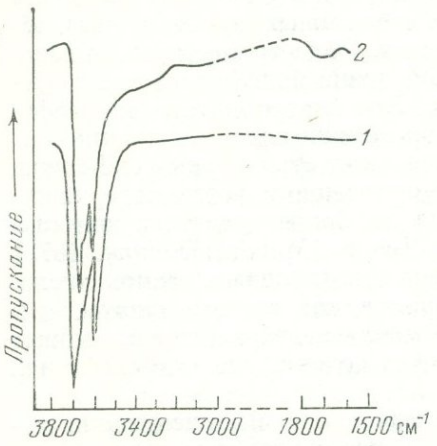


Рис. 95. Инфракрасные спектры поглощения каолинита

1 — исходного; *2* — после ударной нагрузки 70 тыс. кг/см² (фиксируется дополнительная полоса поглощения воды при 1650 см⁻¹). Аналитик Л. С. Солнцева

По-видимому такое очищение породообразующих минералов от элементов-примесей дает основную массу рудного материала для метаморфогенных месторождений. Удаление элементов-примесей совпадает во времени с обезвоживанием минерала.

Гидроксильная вода, оказавшись вместе с элементами-примесями за пределами решетки минерала — хозяина, уже может рассматриваться как элемент метаморфогенного рудообразующего флюида. Оценка баланса удаленных количеств воды и элементов-примесей заставляет предполагать чрезвычайно высокую концентрацию последних во вновь нарождающемся флюиде. Проведенные для ордовикских аргиллитов подсчеты показали, что содержание TiO_2 на 1 м³ пород меняется с 21,73 кг при их гидрослюдистом составе до 21,68 кг после метаморфогенной серицитизации гидрослюды, т. е. уменьшается на 0,05 кг, а в пересчете на металл — на 0,03 кг. С учетом того, что в процессе серицитизации из 1 м³ аргиллитов было удалено 15 л гидроксильной воды (Блох, 1972), концентрация растворенного титана должна была составить в ней в среднем 2 г/л. Еще более высоких концентраций в генерированных метаморфогенных флюидах следует ожидать, например, для свинца, содержание которого в полевых шпатах достигает 28—40 г/т (Таусон, Студенникова, 1959), а содержание гидроксильной воды, которая может выделиться при метаморфогенных преобразованиях полевых шпатов, превышает эту цифру не более чем на 1—2 порядка.

Растворяющие свойства воды определяются ассоциацией ее молекул, существованием между ними водородной связи; мономерные молекулы воды, как и ее гидридные аналоги H_2S, H_2Se и H_2Te, растворителями не являются. С позиций теории донорно-акцепторных взаимодействий система A — H···B * представляет собой единую квантово-механическую систему с общим сдвигом электронной плотности от B к A, что обеспечивает минимум свободной энергии в системе (Соколов, 1972). Роль донора электронов здесь принадлежит молекуле B, а перенос заряда на молекулу A акцептора происходит через неподеленную пару

* В указанной системе A и B — электроотрицательные атомы (в случае воды — атомы кислорода). Левая ее часть характеризует ковалентную связь между атомом A и атомом водорода, а правая — более слабую и по расстоянию более длинную водородную связь между атомом водорода, принадлежащим левой молекуле, и электроотрицательным атомом B, относящимся к правой молекуле.

электронов молекулы B, непосредственно контактирующую с мостиковым атомом водорода связи A — H. Увеличение электронной плотности на связи A — H акцептора в результате частичного заполнения электронами соответствующей разрыхляющей орбитали ведет к ослаблению этой связи, к ее удлинению. В мономерной молекуле воды расстояние O — H составляет 0,976 Å (Shibata, Bartell, 1965). В жидкой воде, структура которой определяется тетраэдрическим каркасом ее молекул, это расстояние увеличивается до 1,0 Å при длине водородной связи H...O 1,76Å и общей длине O—O 276Å. По мере увеличения в структуре воды роли нететраэдрических водородных связей расстояние H...O испытывает тенденцию к уменьшению, т. е. происходит упрочнение водородной связи. Это, в свою очередь, сопровождается постепенным растяжением ковалентной связи O — H, вплоть до величины порядка 1,28Å (рис. 96), что соответствует расстоянию O—O около 2,6Å. После этого мостиковый водород оказывается в положении, близком к симметричному, и дальнейшее уменьшение расстояния H...O должно сопровождаться соответствующим падением величины O—H. Например, для димеров молекул воды со свойственной им сильной водородной связью расстояние O—O составляет, по данным квантово-химических расчетов Коллмена и Аллена (Kollman, Allen, 1972), 2,53Å, а для гипотетических гексамеров с симметричным расположением мостикового водорода 2,32Å.

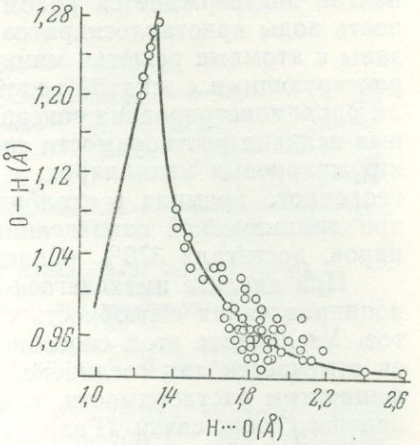


Рис. 96. Кривая корреляции величин расстояний ковалентной связи O—H и водородной связи H···O молекул воды

Способность воды к растворению компонентов в большой степени связана со свойством ее молекул отдавать протоны в форме ионов H^+: $AH^+ + B \rightarrow A^- + BH^+$. Чем разрыхленнее связь OH, тем легче будет идти процесс изъятия протонов. Видимо, по этим причинам с ростом температуры воды, сопровождающимся увеличением в ее структуре доли тетраэдрических водородных связей, вплоть до их полного преобладания при близкритических параметрах (Блох, 1971), в ней начинают растворяться соединения, нерастворимые или мало растворимые при стандартных условиях. Но процесс образования мелких ассоциатов молекул воды с сильной водородной связью характерен также для связанной воды; димерные ассоциаты отмечались, например, для гидратированной поверхности ртути (Kemball, 1947) ассоциаты в форме мелких роев молекул воды — для глинистых минералов (Грибина, Тарасевич, 1971), двуокиси кремния (Тертых и др., 1971), окиси магния (Webster et al., 1966), рутила (Jones, Hockey, 1972) и др.

Поляризация связи O — H молекулы воды в поле поверхностных сил вмещающих пород ведет к уменьшению ее силовой постоянной и усиливает протон-донорные свойства воды, что эквивалентно упрочнению водородной связи. Имеет место, тем самым, тот же процесс разрыхления связи O — H в молекулах воды и их протонизации *, что и в воде в объеме при повышении ее температуры. Однако характер протонизации

* В качестве грубой модели состояния молекул воды в ориентирующем поле поверхностных сил можно использовать данные по их состоянию в водных растворах, где они ориентируются в поле заряженных ионов. Анализ ИК-спектров растворов показывает, что при координации молекул воды на двухвалентных ионах металлов силовая постоянная связи O — H падает на 12—25%, а на трехвалентных — до 40% (Андреев, Смирнова, 1972).

молекул воды в ориентирующем поле поверхностных сил, видимо, вполне специфичен, что определяет неаддитивность растворяющих свойств связанной воды, т. е. несоответствие их свойствам воды в объеме. Об этом, в частности, свидетельствует поведение пиридина в связанной воде: это органическое соединение, не растворяющееся в воде в объеме даже при близкритических параметрах, на гидратированной поверхности многих минеральных систем диссоциирует на ионы при комнатной температуре (Киселев, Лыгин, 1972).

Неаддитивная способность связанной воды к растворению компонентов подтверждается рядом экспериментов. Давно известна способность воды кристаллогидратов, молекулы которой координационно связаны с атомами решетки минерала, взаимодействовать с металлами, не реагирующими с жидкой водой (Макатун, Щегров, 1972). Недавно была продемонстрирована совершенно невероятная с точки зрения табличных величин растворимости способность воды, конденсированной в тонких кварцевых капиллярах, к растворению кварца: концентрация растворенного кремния в столбиках воды, образовавшихся в капиллярах при динамической конденсации в условиях некоторого недонасыщения паров, достигала 370% (Спицын и др., 1972).

При анализе имеющегося фактического материала намечается разнонаправленная способность связанной воды к растворению компонентов. Увеличение этой способности в подавляющем большинстве случаев отмечается для соединений с положительным температурным коэффициентом растворимости, т. е. для соединений с преобладанием ковалентного типа связи (Галинкер, Гавриш, 1967); соединения с отрицательным коэффициентом, для которых характерен ионный тип связи, растворяются в ней хуже (Блох, 1970). Основная масса рудных компонентов, как известно, относится к числу соединений с ковалентным типом связи.

Рассматривая поведение метаморфогенной воды, необходимо, таким образом, отдавать себе отчет в совершенно особых ее способностях к растворению рудных компонентов и переносу их к зонам разгрузки. Очень высокие концентрации рудных и петрогенных элементов, получаемые при разного рода реконструкциях химического состава этих вод (Тугаринов, Наумов, 1972; Блох, 1972 и др.), являются поэтому неизбежным следствием их образования. Это, в свою очередь, должно свидетельствовать об очень небольшом объеме воды, потребном для формирования рудообразующих растворов, которые в полной мере могут обеспечить процессы обезвоживания, сопровождающие метаморфизм пород даже на глубоких стадиях его проявления. Одна лишь серицитизация гидрослюды в ордовикских аргиллитах, сопровождающаяся снижением содержания гидроксильной воды в слюдистых компонентах на 1,7%, способствует генерации до 15 л воды на 1 м³ породы (Блох, 1972).

Существенно, что экспериментальные данные приводят нас к выводу о том, что более концентрированные растворы фильтруются в поровых средах при прочих равных условиях с большей скоростью, чем менее концентрированные и, тем более, чистая вода. Например, раствор поваренной соли с концентрацией 30 г/л проникает через глину при градиентах давлений от 7 до 60 атм со скоростью, в 3 раза большей, чем тот же раствор с концентрацией 1 г/л (Engelhardt, Schindewolf, 1952). Коэффициент фильтрации того же раствора в бентонитовой глине при концентрации 20% в 2 раза выше, чем при концентрации 0,31% (Дерягин и др., 1961). Повышенную проницаемость поровых сред для водных растворов, по сравнению с дистиллированной водой, отмечали Д. Хенникер (Henniker, 1952), З. М. Товбина и Д. Н. Стражеско (1968) и др. Физически это явление можно объяснить как проявление конкуренции в ориентирующем влиянии на молекулы воды растворенных ионов и активных центров стенок пор и капилляров. Чем больше ионов

в растворе, тем больше они отвлекают на себя молекул воды и тем меньше будет толщина пристеночного слоя связанной воды. А это ведет к увеличению эффективного сечения поровых пространств и улучшает условия фильтрации.

Зависимость степени обезвоживания пород от величины прилагавшихся стрессовых воздействий отчетливо видна из результатов ИК-спектроскопии. В качестве примера приведем ИК-спектры предварительно прокаленных при разных температурах образцов ордовикских аргиллитов, взятых на рудном поле (*б*) и его периферии (*а*) (рис. 97). Первые претерпели за свою историю более высокие тектонические перегрузки, чем породы периферии, и это проявилось в их заметной серицитизации и обезвоживании (Блох, 1972); для вторых начальное изменение интенсивности полос поглощения воды при 3420 и 3560 $см^{-1}$ намечается после прокаливания при 400° С. При 500° С эти полосы полностью исчезают. Полоса при 3630 $см^{-1}$, характеризующая ОН-группы мусковита, заметно уменьшает свою интенсивность при 600° С и далее при 700° С. Для ИК-спектров серицитизированных аргиллитов с рудного поля первые существенные признаки падения интенсивности полос при 3420 и 3560 $см^{-1}$ намечаются лишь при 500° С; при 600° С, как и у аргиллита с периферии, эти полосы уже не появляются. Полоса при 3630 $см^{-1}$ в общем ведет себя так же, как в аргиллитах с периферии. Таким образом, породы в пределах рудного поля уже в естественном залегании претерпели такие стрессовые воздействия, которые в эксперименте имитируются повышением температуры с 400 до 500° С.

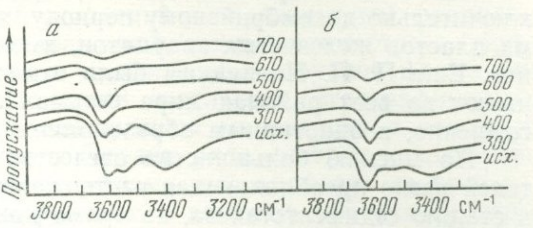


Рис. 97. Инфракрасные спектры поглощения образцов аргиллита, предварительно прокаленных при температурах от 300 до 700° С:

а — по периферии, *б* — на рудном поле. Аналитик В. П. Солнцев

Тезис о прямой зависимости процесса формирования рудообразующих флюидов от величины стрессовых воздействий справедлив, видимо, только для образований с преобладанием в их составе гидроксилсодержащих минералов, например, для глинистых пород. Их обезвоживание неизбежно сопровождается изменениями минерального состава, тем большими, чем выше приложенные нагрузки, а формирование более плотных и упорядоченных метаморфогенных новообразований столь же неизбежно должно сопровождаться выносом элементов-примесей. В породах с преобладанием безводных минералов (кварца, полевых шпатов и др.) процесс дегидроксилизации регулируется главным образом поведением дислокаций кристаллических решеток, и оптимальные условия для удаления молекул воды одновременно с элементами-примесями могут создаваться, как отмечалось выше, отнюдь не при самых высоких нагрузках.

Резюмируем сказанное.

1. Формирование метаморфогенных рудообразующих флюидов представляет собой закономерное, а при определенных условиях, неизбежное явление, сопровождающее метаморфизм первично осадочных пород. Условия, благоприятствующие образованию метаморфогенных флюидов, могут быть различными для глинистых толщ, состоящих преимущественно из гидроксилсодержащих минералов, и для песчаников, в которых преобладают безводные минеральные компоненты.

2. Метаморфогенные растворы, находясь в поле поверхностных сил вмещающих пород, могут обладать по отношению к соединениям с пре-

имущественно ковалентным типом связи высокими растворяющими свойствами, не аддитивными свойствам воды в объеме. Это определяет возможность очень высоких концентраций в них растворенных компонентов, включая соединения, практически не растворимые в жидкой воде.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ

Одной из интересных особенностей, присущих только или почти исключительно докембрийскому периоду, является образование в это время пластов железистых кварцитов, имеющих глобальное распространение. Еще П. П. Пятницким было отмечено, что железистые кварциты имеют во всех районах мира весьма близкий состав и относятся, несомненно, к однотипным образованиям.

По мнению большинства отечественных и зарубежных исследователей резко преобладающая часть железистых кварцитов образовалась в стадию седиментогенеза, во время концентрации основных компонентов и, прежде всего, железа и кремнезема, привносившихся в древние бассейны с континентов. В пользу первично осадочного происхождения этих железистых кварцитов свидетельствуют следующие факты: а) закономерное положение их в железорудных формациях (метапесчаники — сланцы — железистые кварциты); б) закономерное положение фациальных разновидностей железистых кварцитов в разрезе железистых горизонтов (Плаксенко, 1966); в) наличие внутри железистых горизонтов волноприбойных знаков и окатанных галек, свидетельствующих о межрудных размывах и сравнительно небольшой глубине отложения железистых осадков (Гершойг, 1965); г) постепенность переходов от железистых кварцитов к сланцам, первично осадочное происхождение которых не вызывает сомнений.

В изучении генезиса железистых кварцитов еще недостаточно используются методы осадочной геологии докембрия, разработанные А. В. Сидоренко и его сотрудниками (Сидоренко, Лунева, 1961; Сидоренко, 1963; Сидоренко, Теняков и др., 1972). В настоящее время имеется очень мало работ, посвященных ритмичности железорудного осадконакопления, природе первичного рудного минерала железистых кварцитов, выяснению первичной природы амфиболитов, ассоциирующих с сильно метаморфизованными железистыми кварцитами и др. Видимо, этим объясняется возрождение в последнее время почти забытых и мало обоснованных гипотез о метасоматическом и даже магматическом происхождении железистых кварцитов. Как известно, сейчас многие исследователи выделяют железисто-кремнисто-метабазитовые и сменяющие их во времени железисто-кремнисто-сланцевые формации. Считается (Плаксенко, 1966 и др.), что железистые кварциты формаций последнего типа имеют гораздо большее пространственное развитие и первично осадочное происхождение. Образование железистых кварцитов в формациях первого типа связывается с процессами вулканизма на основании парагенезиса этих пород с метабазитами. Выделение двух отмеченных выше типов формаций отражает реальную действительность, однако никем из исследователей не предпринималось серьезных попыток выяснить первичную природу амфиболитов, ассоциирующих с сильно метаморфизованными железистыми кварцитами. Если эти породы окажутся не орто-, а параамфиболитами, то выделение вулканогенных железистых формаций будет во многих случаях неоправданным, а количество первично осадочных железистых кварцитов значительно возрастет.

Прежде чем перейти к анализу физико-химических условий железорудного осадконакопления, рассмотрим кратко вопрос о природе глав-

нейших рудных минералов железистых кварцитов — магнетита и карбоната. В течение длительного времени в литературе господствовало мнение о вторичном (метаморфическом) происхождении магнетита железистых кварцитов за счет железистого карбоната, считавшегося сидеритом. Эта традиционная точка зрения подвергалась в последние годы критическому пересмотру, в результате которого многие авторы (James, 1954; Федорченко, 1956; Юрк, 1958; Плаксенко, 1966 и др.) пришли к заключению о первично осадочном или раннедиагенетическом происхождении обоих рассматриваемых минералов. Основным доказательством первичного (не метаморфического) происхождения магнетита является закономерная приуроченность его скоплений к определенным фациальным разновидностям железистых кварцитов, занимающим строго определенное положение на фациальном профиле железорудной формации (Плаксенко, 1966 и др.). Как показали детальные петрографические исследования, первичным карбонатом железистых кварцитов является не сидерит, а минерал переменного состава ряда сидерит — магнезит. При повышении температуры метаморфизма этот карбонат не превращается в магнетит, а вступает в реакцию с кварцем, образуя силикаты — куммингтонит или грюнерит, широко распространенные в железистых кварцитах средних ступеней метаморфизма, в то время как магнетит является в главной массе «проходящим минералом» (James, 1955, и др.). О первичном происхождении магнетита и карбоната может свидетельствовать совместное присутствие этих минералов в железистых кварцитах «без следов замещения одного другим» (Юрк, 1958). Обычным для железистых кварцитов является очень тонкое переслаивание магнетитовых и карбонатных слойков, что при допущении метаморфического происхождения магнетита «неестественно и трудно объяснимо» (Федорченко, 1956). Исследования наименее метаморфизованных железистых кварцитов, проведенные автором в Криворожском и Кременчугском районах, показали, что магнетит и карбонат, образующие вместе с кварцем гранобластовую структуру, возникли, по-видимому, в результате собирательной перекристаллизации очень тонкозернистого (тысячные доли миллиметра) шламма из этих же минералов, которые и могли составлять первоначально железистый осадок.

Следует подчеркнуть, что магнезиально-железистый карбонат наблюдается не во всех, а только в наименее метаморфизованных железистых кварцитах хлоритовой и биотитовой зон. Такие железистые кварциты сохранились в виде островков в окружающих их полях более интенсивного метаморфизма в Кривом Роге, Белозерском районе, КМА, некоторых районах области Верхнего Озера, в Индии, Южной Африке и других местах. Вместе с магнезиально-железистым карбонатом в таких железистых кварцитах иногда наблюдаются хлорит и гриналит. Первичный (подвергшийся перекристаллизации) гематит присутствует в повышенном количестве в центральных частях наиболее мощных пластов железистых кварцитов в Кривом Роге, КМА и области Верхнего озера (США).

Для понимания физико-химических условий железорудного осадконакопления интересно рассмотреть равновесные отношения магнезиально-железистого карбоната с магнетитом и гематитом в системе «древняя атмосфера — водный бассейн — осадок». Разумеется, что такое рассмотрение будет лишь грубым приближением к истинной картине железонакопления. Фактической основой для физико-химических построений послужили исследованные автором наименее метаморфизованные железистые кварциты Украинского кристаллического массива — карбонатно-магнетитовые кварциты Криворожского и Белозерского районов, а также несколько более метаморфизованные железистые кварциты Базавлукской зоны УКЩ, в которых сохранились еще реликты магнезиально-железистого карбоната и хлорита.

Особенно показательная аутигенно-минералогическая зональность выявлена в разрезе пласта железистых кварцитов Кривого Рога (второй горизонт). По направлению от верхнего и нижнего контактов со сланцами к центру пласта наблюдается (рис. 98): а) возрастание железистости карбоната ряда сидерит — магнезит (содержание сидеритовой молекулы монотонно возрастает от 83—85 до 95—97% с одновременным уменьшением содержания молекулы магнезита); б) возрастание содержания магнетита (от 10—20 до 30—40%) и уменьшение содержания карбоната (от 10—20 до 3—7%) и углекислоты; в) уменьшение содер-

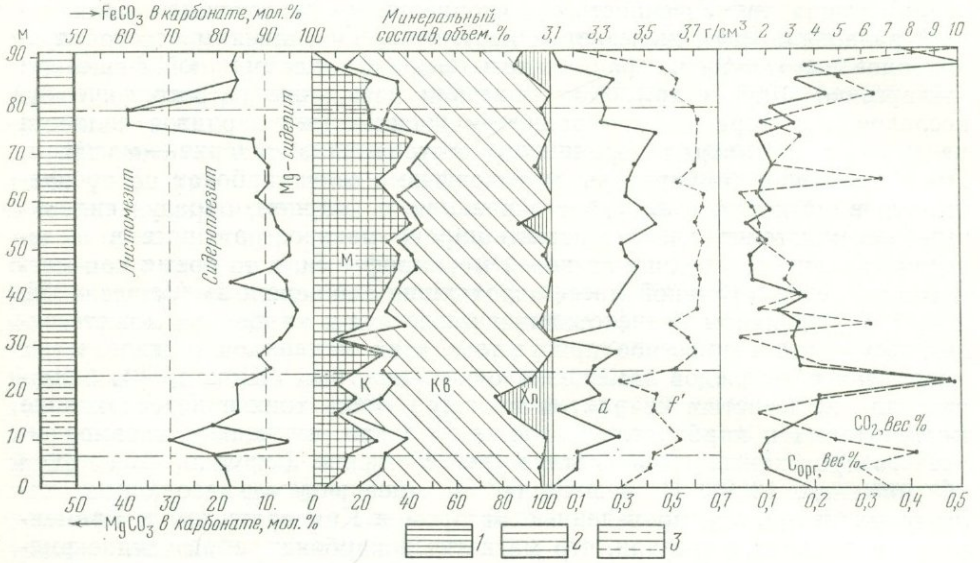


Рис. 98. Изменение количественного минерального состава и некоторых других констант в разрезе 2-го железистого горизонта Кривого Рога. Месторождение Большая Глееватка
1 — железистый кварцит; 2 — хлоритовый сланец; 3 — переходная зона; М — магнетит, К — карбонат, Кв — кварц, Хл — хлорит; *d* — удельный вес (г/см³), $f' = Fe^{\cdots} : (Fe^{\cdots} + Fe^{\cdots})$

жания $C_{орг}$ (от 0,2—0,3 до 0,05—0,07%); г) возрастание объемного веса (от 3,3 до 3,5 г/см³). Переход от железистых кварцитов к сланцам здесь постепенный и сопровождается увеличением мощности отдельных прослоев (до 6—10 см), а также вытеснением магнетита и карбоната в рудных прослоях хлоритом.

Принимая во внимание закономерное положение пород в железорудных формациях, можно считать, что отмеченное выше монотонное изменение различных констант по направлению к центру пласта железистых кварцитов обусловлено отложением их в результате одного ритма прогибания и воздымания. Иначе говоря, вероятно, существуют закономерные отношения между глубиной бассейна железонакопления и физико-химическими параметрами, определяющими преимущественное развитие и состав минералов.

На основании вышесказанного равновесные отношения между карбонатом и магнетитом можно представить с помощью реакции:

$$(Fe_f Mg_{1-f})\,CO_3 + \left(\frac{4f-3}{6}\right) O_{2\,газ} = \frac{f}{3} Fe_3O_4 + CO_{2\,газ} + (1-f)\,Mg^{2+}{}_{водн}, \qquad (1)$$

а между карбонатом и гематитом реакцией:

$$(Fe_f Mg_{1-f})\,CO_3 + \left(\frac{3f-2}{4}\right) O_{2\,газ} = \frac{f}{2} Fe_2O_3 + CO_{2\,газ} + (1-f)\,Mg^{2+}{}_{водн}. \qquad (2)$$

Так как карбонат железистых кварцитов в главной своей массе близок к сидериту, можно с достаточным приближением считать, что

изменение свободной энергии в ряду сидерит — магнезит происходит аддитивно. Тогда параметры равновесия карбоната переменного состава с магнетитом и гематитом можно вычислить из уравнений:

$$45{,}5f - 31{,}34 = \lg P_{CO_2} + (1-f)\lg [Mg^{2+}] - \left(\frac{4f-3}{6}\right)\lg P_{O_2}, \qquad (1a)$$

$$47{,}29f - 31{,}34 = \lg P_{CO_2} + (1-f)\lg [Mg^{2+}] \left(\frac{3f-2}{4}\right)\lg P_{O_2}. \qquad (2a)$$

Из реакций (1, 2) и соответствующих им уравнений равновесия (1а, 2а) следует, что железистость карбоната является важнейшей физико-химической константой, в которой «отражены» условия железонакопления. Подставляя значения $f=0{,}95$; 0,85; 0,8; 0,75 в уравнения (1а, 2а) и приняв активность Mg^{2+} в растворе равной 10^{-2} моль/л, построим обобщенную диаграмму равновесия магнетита, гематита и карбоната (рис. 99).

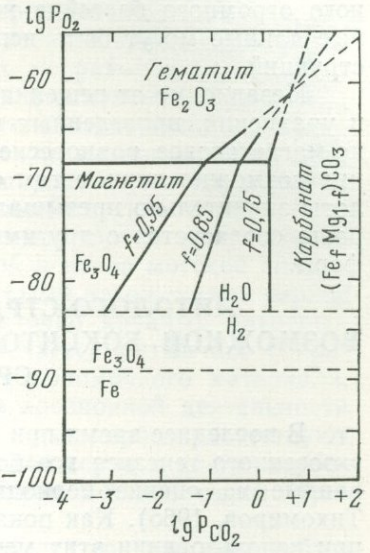


Рис. 99. Диаграмма равновесия карбоната переменного состава (ряда сидерит — магнезит) с магнетитом и гематитом в зависимости от парциального давления кислорода и углекислоты. Активность $Mg^{2+}_{водн}$ равна 10^{-2} моль/л

Активность $Mg^{2+}_{водн}$ не влияет заметным образом на равновесие минералов, так как задаваясь «вилкой» возможных активностей (10^{-6}—10^{-2} моль/л), мы получаем весьма незначительные изменения других параметров равновесия, соизмеримые с толщиной линий. Следовательно, главными, определяющими параметрами равновесия являются P_{O_2} и P_{CO_2}.

Полученные выше данные можно интерпретировать двояко в зависимости от: а) положения разновидностей железистых кварцитов на фациальном профиле; б) возраста железорудных формаций. Очевидно, что закономерное изменение минерального состава железистых кварцитов в разрезе (см. рис. 98) указывает на возрастание $P_{O_2} : P_{CO_2}$ по направлению от береговой линии в глубь бассейна. При увеличении указанного отношения должно сдвигаться влево равновесие реакции $CO_2 = C + O_2$, с чем можно связывать уменьшение содержания элементарного углерода по направлению в глубь бассейна. С другой стороны, повышение парциального давления углекислоты в прибрежных участках древних бассейнов объясняется бурным развитием здесь первой органической жизни (Плаксенко, 1966).

Геологическая интерпретация полученных данных затрудняется тем, что имеющиеся представления о возрасте железорудных формаций Украинского кристаллического массива противоречивы. Если принять в качестве исходного разделение железорудных формаций по возрасту на основании радиогеологических данных (Семененко, 1972 и др.), то можно прийти к любопытным выводам. В изучавшихся автором железистых кварцитах трех районов (Белозерского, Чертомлыкско-Тепловского, Криворожского) с уменьшением геологического возраста (от 3,25—3,47 до 2,3—2,1 и 1,7—1,9 млрд. лет) наблюдается заметное увеличение карбонатов (от 0,75 до 0,8 и 0,85—0,95), отношения магнетит-карбонат (от 1,6 до 4 для первого и последнего районов), а также уменьшение равновесного P_{CO_2} (см. рис. 99). Эти данные хорошо согласуются с представлением о существенно углекислом составе древней атмосферы Земли (содержащей также значительное количество азота)

и постепенном накоплении в ней свободного биогенного кислорода. Благодаря последнему, вынос железа с континентов в моря резко сократился начиная с палеозоя, что и объясняет резкое затухание железорудного осадконакопления во времени.

Если базироваться на представлении об одинаковом возрасте железорудных формаций Большого Кривого Рога, включающего все отмеченные выше железистые кварциты (Каляев, 1965), то можно прийти к заключению о том, что железистые кварциты Кривого Рога отлагались в наиболее глубоководных условиях, расположенные восточнее железистые кварциты Чертомлыкского и Тепловского месторождений — в менее глубоководных условиях, а находящиеся еще дальше к востоку железистые кварциты белозерской серии — в прибрежных условиях единого огромного бассейна железонакопления. Таким образом, полученные данные могут быть использованы для палеогеографических реконструкций.

Независимо от решения возникшей альтернативы, характер реакций и уравнений, приведенных выше, свидетельствует о том, что карбонатно-магнетитовое равновесие в процессе железорудного осадконакопления возможно лишь в том случае, если парциальное давление углекислоты значительно превышало парциальное давление кислорода, что хорошо согласуется с другими данными о составе докембрийской атмосферы.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВОЗМОЖНОЙ БОКСИТОНОСНОСТИ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ СРЕДНЕЙ СИБИРИ

В последнее время при прогнозировании ряда полезных ископаемых экзогенного генезиса все большее значение приобретают методы, основанные на оценке периодичности осадконакопления (Страхов, 1949; Тихомиров, 1965). Как показали наши исследования, опыт, полученный при использовании этих методов для фанерозоя, с неменьшим успехом может быть применен и к докембрийским отложениям при оценке перспектив их бокситоносности (Скловский, 1968; Тихомиров, 1972).

Распределение месторождений бокситов в геологическом времени и в пространстве свидетельствует о том, что эпохи, благоприятствующие их образованию, неоднократно повторялись в истории Земли, периодически и синхронично проявляясь в различных геотектонических регионах. На рис. 100 представлен график ритмичного изменения площадей и типов осадочных образований для площади континентов (континентального блока), построенный Н. М. Страховым (1949) на основе анализа палеогеографических карт. На графике показаны все основные уровни бокситонакопления, отраженные наиболее крупными месторождениями бокситов в различных регионах — как на платформах, так и в геосинклиналях. Анализ распределения этих уровней во времени показывает, что эпохи бокситонакопления приурочены к определенным рубежам геологической истории, которые отвечают границам крупных естественноисторических подразделений — этапов осадконакопления (Тихомиров, 1965, 1972). Они связаны с особенностями образования и строения сформировавшихся на протяжении этих этапов толщ пород, из которых одни являлись поставщиками высокоглиноземистых продуктов химического выветривания, другие способствовали их аккумуляции, захоронению и сохранению. Установление генетической связи между периодичностью осадочного процесса и формированием бокситов открывает широкие возможности для литолого-стратиграфического прогноза уровней возможной бокситоносности.

Этапы осадконакопления в позднедокембрийских толщах Средней Сибири выделялись на основе детального изучения строения опорных

разрезов докембрия Сибирской платформы и районов ее складчатого обрамления по изменению литологического состава пород, солевого режима бассейнов и площадей седиментации (рис. 101). Для анализируемого разреза характерен закономерный переход от преимущественно терригенных, в основном — прибрежно-морских и мелководных отложений, к морским карбонатно-терригенным, терригенно-карбонатным и карбонатным, периодически и синхронно сменявшим друг друга во времени на обширных площадях. Так, груботерригенные породы (брекчии, конгломераты, гравелиты и крупнозернистые песчаники) низов баллаганахской серии Байкало-Патомского нагорья и ее возрастные аналоги в Учуро-Майском районе, в основном представленные груботерригенными отложениями низов учурской серии, сменяются в первом случае карбонатными и карбонатно-сланцевыми породами маринской, а во втором — карбонатно-сланцевыми породами, известняками и доломитами омахтинской свит. Выше по разрезу в тех же районах терригенные образования с конгломератами и гравелитами в основании джемкуканской, эннинской и омнинской свит последовательно уступают место доломитам и известнякам баракунской, малгинской и ципандинской свит. В Прибайкалье на этом уровне терригенные породы низов улунтуйской свиты вверх по разрезу переходят в нормально-морские карбонатные отложения, а залегающие выше прибрежно-морские и мелководные терригенные породы качергатской, ушаковской и низов мотской свит — сменяются доломитами и сульфатно-карбонатными отложениями верхов мотской свиты. Внутри перечисленных достаточно крупных литолого-стратиграфических единиц неоднократно отмечается ритмичное сокращение снизу вверх количества и размерности обломочного материала, знаменующее моменты усиления и затухания эрозионной деятельности в областях размыва: пласты и прослои терригенных пород присутствуют в основании ципандинской свиты и лахандинской серии в целом карбонатных, в Учуро-Майском районе и в основании мотской свиты Прибайкалья и Иркутского амфитеатра и др.

Закономерно и также периодически изменялся солевой состав бассейнов седиментации. Сильно засолоненные бассейны, в которых формировались сульфатно-карбонатные и даже галогенно-сульфатные и галогенные породы (юдомский комплекс Иркутского амфитеатра, Березовской впадины, восточного и северо-восточного склонов Алданского щита, Туруханского района) столь же периодически сменялись нормально солеными и опресненными водоемами, где формировались преимущественно карбонатные отложения. Изменялась во времени и площадь осадконакопления. При общем ее увеличении, характеризующем поступательное развитие позднедокембрийско-раннекембрийской трансгрессии, отмечались моменты и периоды значительного сокращения территорий седиментации. Так, в Патомском нагорье и Учуро-Майском районе устанавливается выклинивание рифейских отложений в направлении к Алданскому щиту и Ангарской плите. Оно сопровождается выпадением из разреза отдельных осадочных ритмов, причем сначала выпадают элементы более глубоких частей разреза, а затем все более высоких. В таком случае на платформе обычно присутствуют те элементы крупных осадочных ритмов, которые развиты в средних и верхних частях смежных прогибов. Весьма характерным в этом отношении является Западное Прибайкалье, где байкальский комплекс залегает со стратиграфическим перерывом на кристаллических породах архея и протерозоя. В этом перерыве полностью выпадает из разреза баллаганахская серия, подстилающая синхронные в Патомском нагорье с байкальским комплексом слои среднего рифея (джемкуканская, баракунская, валюхтинская свиты).

На фоне общей трансгрессии значительное сокращение площади осадконакопления происходило на рубеже среднего и позднего рифея в

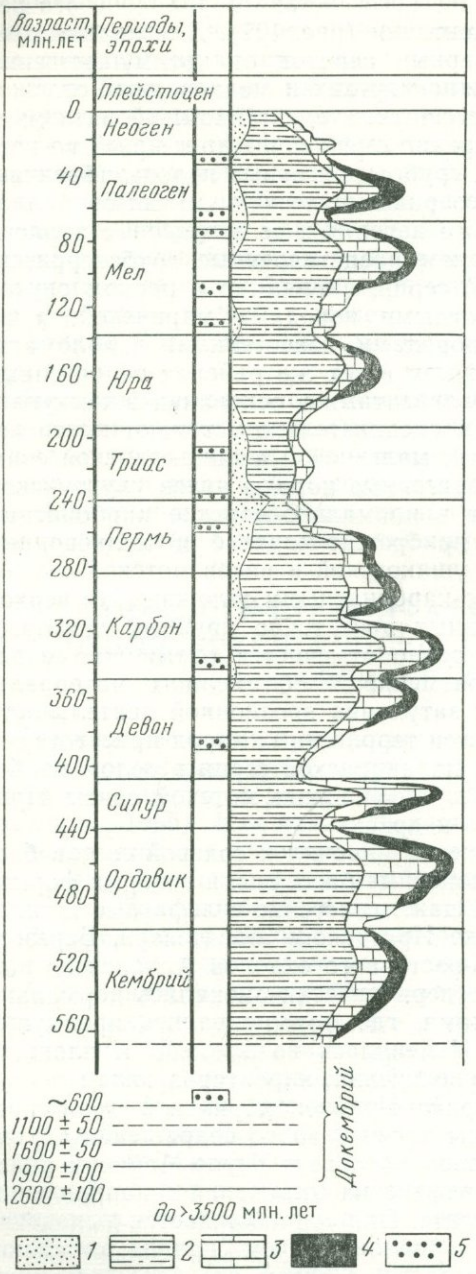


Рис. 100. Изменение во времени площадей основных типов отложений на континентах (по Н. М. Страхову, 1949, с дополнениями)

1 — континентальных обломочных; *2* — морских обломочных; *3* — известняков; *4* — кремнистых; *5* — бокситов

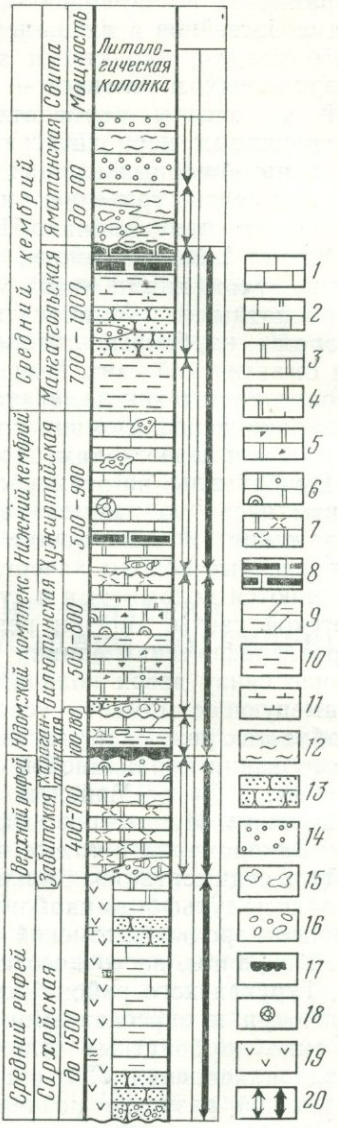


Рис. 101. Этапы осадконакопления позднего докембрия Боксон-Сархойского синклинория (Восточный Саян)

1 — известняки; *2* — известняки доломитизированные; *3* — доломиты; *4* — доломиты известковистые; *5* — доломиты окремненные; *6* — доломиты строматолитовые и онколитовые; *7* — доломиты «с инкрустациями» (прожилки кварца и кальцита); *8* — доломиты углистые и битуминозные; *9* — мергели глинистые; *10* — сланцы; *11* — сланцы известковистые; *12* — алевролиты; *13* — песчаники; *14* — гравелиты; *15* — брекчии; *16* — конгломераты; *17* — бокситы; *18* — фауна археоциат нижнего кембрия; *19* — эффузивы основного состава в сархойской свите на западе Боксон-Сархойского синклинория; *20* — этапы осадконакопления

Восточном Присаянье, когда этот район из области осадконакопления превратился в область частичного размыва отложений. В конце позднего рифея происходит размыв ранее образовавшихся осадков в ряде других районов на западе, юге и юго-востоке Сибирской платформы — в районах Туруханского поднятия, Енисейского кряжа, в Алданской синеклизе, Усть-Кутском своде, Оленекском поднятии и др. В некоторых районах складчатого обрамления Сибирской платформы перерывы в осадконакоплении носили континентальный характер и здесь интенсивно развивались процессы химического выветривания. Сокращения площади осадконакопления, как правило, сопровождались перерывами, а местами и размывами уже сформировавшихся осадочных толщ; крупные перерывы и размывы отмечаются на рубежах почти всех подразделений верхнего протерозоя, нижнего палеозоя, а локальные — на границах многих серий и свит (см. рис. 101).

Из сказанного следует, что наиболее существенной закономерностью осадочного процесса в позднем докембрии является его синхронность и периодичность, отражающие особенности режима тектонических движений. Синхронность выделяемых комплексов осадков подтверждается изучением строматолитов, проблематик, археоциат и трилобитов, выполненным М. А. Семихатовым, Вл. А. Комаром, С. В. Нужновым, А. Ю. Розановым, И. К. Королюк, З. А. Журавлевой и др. (Розанов, Миссаржевский, 1966; Семихатов и др., 1970; Хоментовский и др., 1972).

Анализ изменения направленности и периодичности седиментогенеза позволил выделить в позднем докембрии четыре крупных этапа осадконакопления, которые, в общих чертах, отвечают четырем этапам развития позднедокембрийско-раннекембрийской трансгрессии: 1) учурский (условно раннерифейский), 2) якутский (условно среднерифейский), 3) кимайский (условно позднерифейский), 4) юдомско-раннекембрийский.

Периодические изменения площадей и обстановки осадконакопления состояли из серии более мелких, разделенных в большинстве районов менее длительными перерывами. Так, в Учуро-Майском районе в составе якутского этапа отчетливо выделяются два естественноисторических подразделения, отделенных друг от друга и от вмещающих толщ стратиграфическими несогласиями — майский и лахандинский этапы (см. рис. 102). Формированию осадочных образований каждого из них предшествовали значительные сокращения площади седиментации и перерывы, выразившиеся в накоплении груботерригенного и терригенного материала в базальных слоях эннинской и кумахинской свит. На рубежах этих этапов происходит смена строматолитовых построек: такие формы, как *Conophyton lituus* Mas l., *C. cylindricus* Mas l., *Baicalia ingilensis* Kryl., характерны только для лахандинского этапа, *Baicalia acmica* Kryl. — только для майского, а *Baicalica prima* Semikh. встречается в образованиях обоих этапов, но отсутствует в ниже- и вышележащих отложениях. Двучленным строением характеризуются осадочные образования якутского этапа и на Енисейском кряже: нижний этап включает отложения свиты карточки, погорюйской и аладьинской свит, а верхний — потоскуйской, шунтарской, дадыктинской и свиты Серого ключа.

В свою очередь, каждый из таких этапов — периодов может быть подразделен на более мелкие естественноисторические единицы, которые характеризуются определенной, только им свойственной обстановкой седиментации, способствовавшей накоплению специфических литолого-фациальных комплексов пород: битуминозных известняков, образовавшихся в конце майского этапа в Учуро-Майском районе (малгинская свита) и на Енисейском кряже (аладьинская свита), высокоглиноземистых пород, представляющих собой переотложенные продукты коры вы-

ветривания в начале следующего этапа (низы кумахинской и потоскуйской свит) и др.

В большей части разреза выделяются образования трансгрессивных и регрессивных фаз осадконакопления. Каждой из них свойственна четкая тенденция в изменении площади осадконакопления и соответствующий набор петрографических типов пород, залегающих в определенной последовательности. Отложения самого начала каждого нового этапа, помимо расширения площади осадконакопления, характеризуются почти повсеместно несогласным залеганием на образованиях предшествующего этапа, или залеганием вне площади развития отложений предшествующего этапа. Обращает на себя внимание асимметричность ряда этапов осадконакопления. Эта асимметричность выражена широким развитием образований трансгрессивных фаз седиментации и слабым развитием регрессивных. Следствием асимметрии является стратиграфическая неполнота разреза. Так, стратиграфически неполными являются образования учурского, якутского и кимайского этапов в разрезах Алданского щита, Анабарского и Туруханского поднятий; из этапов следующих порядков — аналоги майского и лахандинского в Токко-Чарском и Алдано-Учурском районах и т. д. (см. рис. 101).

В целом, рассмотрение особенностей строения разрезов позднекембрийских образований позволяет сделать некоторые выводы. Несмотря на иногда сложное и несходное строение разрезов в пределах отдельных районов и структур, редуцированность ритмов и фациальное замещение осадков, все они характеризуются четкой периодичностью и одинаковой направленностью осадочного процесса. Строение циклов седиментации, особенно крупных, даже в резко различных по тектоническому положению районах, практически одинаково, что подчеркивает региональность этих выделяемых осадочных серий. Перерывы в осадконакоплении, являющиеся рубежами этих естественноисторических подразделений, имеют, следовательно, также региональный характер. Этот вывод позволяет, в свою очередь, предполагать существование несогласий в разрезах докембрия даже в еще малоизученных регионах Сибири.

Анализ материалов по размещению в разрезах известных месторождений и рудопроявлений бокситов, а также горизонтов переотложенных продуктов кор выветривания показал, что все они приурочены к рубежам описанных выше крупных этапов осадконакопления или к слагающим их крупным осадочным ритмам следующего порядка (см. рис. 102). Отсюда следует, что этим рубежам соответствуют периоды наиболее длительного континентального режима развития регионов, а неоднократное их проявление на обширных территориях Сибири позволяет говорить о существовании региональных уровней возможной бокситоносности. В разрезе позднего докембрия — раннего кембрия Средней Сибири установлено пять таких уровней, на которых располагаются горизонты с бокситами и другими переотложенными продуктами достаточно зрелых кор выветривания.

Учурский уровень отражает эпоху корообразования на рубеже дорифейского и раннерифейского этапов седиментогенеза: переотложенные коры выветривания известны в составе ильинской свиты западного склона Анабарского поднятия; метаморфизованными высокоглиноземистыми продуктами переотложенных кор выветривания, по всей видимости, являются андалузитовые разности сланцев кординской свиты Енисейского кряжа, в которых отмечено до 57% Al_2O_3.

Нижнеякутский уровень фиксируется горизонтами переотложенных продуктов кор выветривания в стрельногорской свите Туруханского и Игарского районов, погорюйской свите Енисейского кряжа, карагасской серии Бирюсинско-Удинского Присаянья, олхинской свите Иркутского Присаянья, голоустенской и улунтуйской свитах Западного Прибайкалья.

Среднеякутский уровень отражает эпоху континетального перерыва, сопровождавшуюся интенсивным химическим разложением пород, что зафиксировано горизонтами высокозрелых продуктов, в том числе бокситов, в средних частях разреза среднерифейских толщ. Эти горизонты известны в потоскуйской свите Енисейского кряжа, деревнинской свите Туруханского поднятия, лахандинской серии Учуро-Майского района (Al_2O_3 43—50%; SiO_2 8—14%; Fe_2O_3 15—25%).

Кимайский уровень наиболее полно отражен на территории Ийско-Удинского Присаянья и в пределах Енисейского кряжа, где в составе течинской и нижнеангарской свит отмечаются горизонты, обогащенные каолинитом, обломочным кварцем и насыщенные окислами и гидроокислами железа.

Юдомский уровень, отвечающий низам разреза юдомско-раннекембрийского этапа осадконакопления, является в настоящее время единственным, с которым в позднедокембрийских толщах связаны значительные концентрации кондиционных бокситов. Наибольший интерес он представляет в районах Восточного Саяна. К этому уровню приурочено известное Боксонское месторождение и Козыреевское рудопроявление бокситов (Al_2O_3 32—43%; SiO_2 2—14%; Fe_2O_3 6—33%; FeO 7—15%; TiO_2 7—8%). На этом же уровне располагаются горизонты с переотложенными продуктами кор выветривания на территории Витимского нагорья (тиллимская и якшинская свиты), Енисейского кряжа (базальные горизонты алешинской свиты) и ряда других районов. В последнее время бокситы, синхронные с боксонскими, установлены на севере МНР (севернее оз. Хубсугул), а также в некоторых районах Беллыкского Белогорья (устное сообщение Д. М. Бондаревой). С юдомским уровнем в ряде районов, кроме того, связаны месторождения железных руд, фосфоритов и проявления марганценосных сланцев.

Выделенные уровни занимают определенное положение в разрезах осадочных ритмов. Они обычно приурочены к начальным фазам наиболее крупных осадочных ритмов, сформировавшихся в обстановке длительного и однообразного развития региона, располагавшегося в зоне гумидного литогенеза.

Осадочные ритмы, предшествующие эпохе аккумуляции высокоглиноземистых продуктов, как правило, построены асимметрично: в них редуцированы или полностью отсутствуют образования регрессивных фаз седиментации. Так, на Енисейском кряже переотложенные продукты химического выветривания в основании потоскуйской свиты располагаются на карбонатных породах аладьинской свиты, отвечающих максимуму развития трансгрессии нижнеякутского этапа осадконакопления. Синхронные с ними бокситы кумахинской свиты в Учуро-Майском районе залегают на морских мелководных карбонатных отложениях, накопившихся в период максимального развития майской трансгрессии также нижнеякутского этапа. В Боксон-Сархойском синклинории бокситы Боксонского месторождения залегают на мелководно-морских биогермных породах, сформировавшихся в самом начале регрессивной фазы седиментации. Осадочные образования типично регрессивного облика, залегающие в регрессивной последовательности, в этих случаях в разрезе не отмечены.

Осадочные ритмы, включающие горизонты переотложенных продуктов химического выветривания, также построены асимметрично. В них редуцированы образования начальной фазы трансгрессии, которые в нормально построенных ритмах, как правило, представлены груботерригенными или крупнообломочными образованиями. В этом смысле характерны примеры высокозрелых пород в основании нижнеангарской и алешинской свит на Енисейском кряже, харагантинской свиты Боксон-Сархойского синклинория и др.

Максимальная концентрация свободного глинозема связана с рубежами наиболее асимметрично построенных осадочных ритмов, являющихся составными частями крупных этапов осадконакопления. При этом важно отметить, что «бокситсодержащие» осадочные ритмы обычно являются стратиграфически наименее полными: нижние элементы разреза обычно отсутствуют за счет трансгрессивного (или ингрессивного) залегания на все более высоких гипсометрических отметках палеорельефа, а верхние — за счет последующего размыва. На конкретных примерах Боксонского месторождения, Учуро-Майского и Козыреевского бокситопроявлений видно, что рудоносная пачка приурочена к интервалу разреза со сближенными поверхностями размыва. Стратиграфически неполные, асимметричные осадочные ритмы со сближенными поверхностями несогласий, как правило, располагаются в прибортовых частях древних отрицательных структур (Манский прогиб, Боксон-Сархойский синклинорий и др.). Этим условиям наиболее полно отвечают три из выделенных уровней возможной бокситоносности: среднеякутский, кимайский и юдомский.

Наибольший интерес, с точки зрения поисков бокситов, представляет рубеж кимайского и юдомско-раннекембрийского этапов осадконакопления (юдомский уровень бокситоносности) в Восточном Саяне, Горной Шории, Кузнецком Алатау, Туруханском районе и западном и юго-западном склонах Анабарского поднятия. В первом случае (Восточный Саян) можно говорить о существовании единой бокситоносной провинции.

ЭПОХИ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ БОКСИТОНОСНОСТИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Исследования, проведенные в пределах юга Сибирской платформы и ее складчатого обрамления позволили выделить из разреза докембрия следующие стратиграфические уровни, связанные с процессами развития химической коры выветривания пород.

Средний протерозой. Продукты химического выветривания данного возраста установлены в отложениях уватской и ингашинской свит, развитых в Восточном Присаянье. Базальные горизонты этих свит сложены кварцевыми песчаниками, сменяющимися вверх по разрезу полимиктовыми породами. В основании уватской свиты сохранилась остаточная кора выветривания, в метаморфизованных продуктах которой установлены каолинит и пирофиллит (Мац и др., 1969). Минералы свободного глинозема в образованиях коры выветривания и ее переотложенных продуктах не обнаружены.

Нижний рифей. Здесь выделяется региональный уровень, прослеживаемый по всему Саяно-Байкало-Патомскому обрамлению Сибирской платформы по осадкам пурпольской (Патомское нагорье), окуньской и анайской (Прибайкалье), а также ермосохинской и туманшетской (Восточное Присаянье) свит. В их составе преобладают кварцевые и кварцитовидные песчаники, серицит-пирофиллитовые, серицит-хлоритоидные и дистен-хлоритоидные сланцы. Участками под нижнерифейскими отложениями сохранилась остаточная кора выветривания каолинитового профиля (Головенок, 1971; Потороченко, Наумова, 1971).

На юго-востоке Патомского нагорья, в пределах Лонгдорского антиклинория, с горизонтом высокоглиноземистых сланцев связаны проявления бокситов и железные руды. Последние имеют преимущественно гематитовый состав. Бокситы наблюдаются в виде конкреционных образований, маломощных пластовых и линзовидных тел. Конкреции

караваеобразной, уплощенно-эллипсоидальной и сигарообразной формы имеют размер в среднем 20—30 см, достигая иногда 1 м. В толще высокоглиноземистых сланцев конкреционные бокситы образуют скопления на нескольких горизонтах.

Пластовые и линзовидные тела бокситов мощностью 20—30 см и протяженностью 5—6 м отличаются от конкреционных бокситов лишь по содержанию глинозема и кремнезема. На юго-востоке Лонгдорского антиклинория диаспор образует почти постоянную примесь в высокоглиноземистых сланцах, переходя иногда в разряд породообразующих минералов.

Средний рифей. В пределах этого возрастного интервала намечаются два стратиграфических уровня, связанные с процессами химического выветривания пород. Нижний проходит по отложениям джемкуканской свиты в Патомском нагорье и голоустенской в Западном Прибайкалье. Джемкуканская свита представлена кварцевыми песчаниками мощностью 35—40 м, распространенными по всему разрезу свиты. Геологосъемочными работами установлена предджемкуканская кора выветривания, развитая на подстилающих известняках и гранитах. В голоустенской свите переотложенные продукты коры выветривания встречаются в виде кварцевых песчаников мощностью до 130—150 м; они слагают среднюю часть разреза. В основании этой свиты известны проявления остаточной коры выветривания.

Верхний уровень проявлен в средней части среднего рифея и соответствует образованиям баракунской свиты в Патомском нагорье, улунтуйской — в Западном Прибайкалье и олхинской — в Восточном Присаянье. Отложения указанных свит представлены преимущественно углистыми известняками, часто органогенными, с прослоями углистых сланцев, алевролитов и кварцевых песчаников. В основании улунтуйской и олхинской свит на остаточной коре выветривания нередко залегает горизонт пестроцветных аргиллитов и кварцевых песчаников. В составе аргиллитов обнаружены прослои зеленовато-белого каолинита. С известняками улунтуйской свиты связаны прослои железных руд лимонит-гематитового состава мощностью около 20 см и протяженностью 30—40 м. В верхах свиты установлены проявления фосфоритов.

Верхний рифей. На этом уровне процессы выветривания отражены в осадках жуинской и ченчинской свит в Патомском нагорье, а также течинской и марнинской свит в Восточном Присаянье. Первые две свиты сложены преимущественно карбонатными и карбонатно-глинистыми породами, часто органогенными, с прослоями кварцевых песчаников, фиксирующих перерывы в осадконакоплении. И. В. Нижний (1965) при изучении жуинской свиты в средней ее части выделил «красноцветный» горизонт, сложенный мергелями и слюдистыми сланцами. Химический состав нерастворимого остатка одной из проб мергелей показал содержание глинозема 35,7% и кремнезема 18,74%. Термическим и электронно-микроскопическим анализами в мергелях и сланцах было установлено присутствие каолинита, пирофиллита, а также диаспора и бёмита.

В Восточном Присаянье течинская свита имеет незначительную мощность и почти нацело состоит из переотложенных продуктов коры выветривания: кварцевых песчаников, алевролитов и каолинит-гидрослюдистых аргиллитов. В верхах свиты известны проявления вторичных фосфоритов и фосфоритсодержащих пород. Остаточные коры выветривания каолинит-гидрослюдистого состава установлены по всему разрезу свиты. В верхней части разреза они развиваются по аргиллитам. В составе продуктов выветривания, помимо каолинита, обнаружен диаспор в целых процентах (Лизалюк, 1967). Залегающая выше марнинская свита сложена в нижней части кварцевыми песчаниками и конгломератами, постепенно переходящими вверх по разрезу в полимиктовые об-

разования. Из сказанного выше следует, что в Восточном Присаянье позднерифейская эпоха выветривания, начиная с дотечинского времени, охватила весь период течинского седиментогенеза и завершилась накоплением базальных горизонтов марнинской свиты.

Отложения венда объединяют терригенно-карбонатные осадки мотской, миньской и жербинской свит, развитых в Саяно-Байкало-Патомском обрамлении Сибирской платформы, и их аналогов — карбонатные толщи Восточного Саяна и Западного Забайкалья. Терригенно-карбонатные отложения платформы почти повсеместно подстилаются горизонтом кварцевых песчаников и гравелитов с прослоями глинистых пород. Мощность этого горизонта от 0 до 140 м. В основании его нередко наблюдается остаточная кора выветривания. Работами М. Н. Виниченко и Л. И. Слащевой в коре выветривания железистых кварцитов обнаружен каолинит и гиббсит — бёмит (до 2%), что позволило им высказать предположение о латеритном профиле развитой коры выветривания.

В складчатом обрамлении платформы отложения данного уровня представлены карбонатными и терригенно-карбонатными породами, слагающими овсянковскую, чатыгойскую, забитскую, монгошинскую свиты в Восточном Саяне и итанцинскую, бурлинскую и икатскую свиты в Западном Забайкалье. В карбонатных толщах в разных частях разрезов отмечаются переотложенные продукты выветривания в виде горизонтов кварцевых песчаников и высокоглиноземистых пород. Залегают они, как правило, на закарстованной поверхности известняков и доломитов.

С верхним горизонтом перерыва в забитской свите Боксонского синклинория связано месторождение низкокачественных бокситов. Содержание глинозема в рудах составляет от 20 до 54%, кремнезема от 4 до 31%, среднее значение кремневого модуля около 2,0. В последнее время в карбонатных толщах Боксонского и соседнего Сархойского синклинориев обнаружены рудопроявления железных руд и фосфоритов.

Таким образом, в докембрии юга Сибирской платформы и в его складчатом обрамлении в разрезе от среднего протерозоя до венда включительно выделено шесть стратиграфических уровней, связанных с эпохами химического выветривания пород.

Рассмотрим кратко условия образования отложений этих уровней в свете перспектив их бокситоносности.

В раннем рифее отложения, соответствующие эпохе выветривания, формировались в континентальных условиях. На большей части Патомского нагорья (пурпольская свита) образовывались аллювиальные, озерные и частично лагунные осадки. Высокоглиноземистые породы, сформированные, главным образом, в озерных условиях, известны во всех районах распространения пурпольской свиты. Бокситы же, генетически также связанные с отложениями озерных фаций, встречены лишь в юго-восточной части Патомского нагорья, в районе, наиболее приближенном к древним областям питания.

Анализ вещественного состава пород дорифейского фундамента показывает, что наиболее благоприятными для латеритообразования были высокоглиноземистые кордиерит-силлиманитовые, местами кианитовые и слюдяные гнейсы, широко распространенные в архее Алданского щита, служившего в раннерифейское время областью сноса. Не случайно поэтому концентрация минералов свободного глинозема приурочена лишь к районам, приближенным к Алданскому щиту.

На территории Северного и Западного Прибайкалья и Восточного Присаянья в раннерифейскую эпоху происходило накопление в основном грубозернистых осадков кварцевого состава, слагающих пролювиально-аллювиальные образования моласс. И лишь на отдельных участках (бассейны рек Большой Анай, Туманшет) осадкообразование про-

исходило, по-видимому, в озерных условиях, где накапливались горизонты высокоглиноземистых пород, однако без бокситового материала.

Наиболее благоприятные палеогеографические условия для накопления бокситов существовали на юго-востоке Патомского нагорья, в районе Лонгдорского антиклинория. Учитывая увеличение содержания свободного глинозема в исходном осадке в пределах Лонгдорского антиклинория в юго-восточном направлении, есть основание считать, что современные проявления диаспоровых бокситов находятся в зоне дальнего выклинивания древней бокситовой залежи, а сама залежь, в таком случае, должна располагаться ближе к области сноса, т. е. в районе сочленения Патомского нагорья и западного склона Алданского щита.

В позднерифейскую эпоху формирование латеритной коры выветривания в Патомском нагорье связано с существованием геосинклинального бассейна, в котором происходило накопление мелководных карбонатных и карбонатно-глинистых отложений жуинской и ченчинской свит. Осадконакопление неоднократно сопровождалось перерывами, фиксирующимися горизонтами кварцевых песчаников и красноцветных мергелей. Бёмит и диаспор обнаружены в составе мергелей на восточной окраине Патомского нагорья, внутренние части которого служили областями питания и располагали благоприятным субстратом для образования латеритных бокситов. Таким субстратом могли являться глинистые сланцы валюхтинской свиты и высокоглиноземистые образования нижнего рифея. Указанные породы широко распространены также в северной и западной частях Патомского нагорья. Учитывая вышесказанное, авторы считают, что верхнерифейские отложения жуинской и ченчинской свит являются перспективными на бокситы геосинклинального типа.

В Восточном Присаянье в позднерифейскую эпоху выветривания седиментогенез происходил в континентальных условиях, что отразилось в накоплении делювиальных и аллювиально-пролювиальных образований течинской свиты. Завершение эпохи выветривания отметилось сменой континентальных осадков на мелководные морские (марнинская свита). Последние имеют преимущественно грубозернистый состав и сформировались за счет кор выветривания, образованных по явно неблагоприятному субстрату — полимиктовым песчаникам и алевролитам карагасской серии. Эти обстоятельства позволяют считать верхнерифейский уровень в Присаянье неперспективным для образования бокситов.

Наиболее продуктивная эпоха выветривания имела место в венде. В это время в геосинклинальных бассейнах на территории Восточного Саяна и Западного Забайкалья отлагались довольно мощные толщи карбонатных и терригенно-карбонатных образований. Процесс седиментогенеза неоднократно прерывался. На обнаженных карбонатных породах часто развивался карст, а затем вновь отлагались осадки, характеризующиеся в базальных слоях терригенным составом и высокой степенью зрелости. Вещественный состав этих осадков в значительной мере зависел от состава пород, окружающих бассейны аккумуляции.

Так, широко развитые гранитные интрузии в областях питания на территории Западного Забайкалья послужили в периоды их выветривания источником для накопления главным образом кварцевых осадков. Это отрицательно повлияло на бокситоносность отложений, связанных с перерывами.

В Восточном Саяне палеогеологическая обстановка в венде была более благоприятной для бокситообразования. Существование здесь крупных полей кристаллических сланцев, слюдистых гнейсов и интрузий основного состава могло обеспечить при их выветривании поступление в бассейны аккумуляции большого количества высокоглиноземистого материала. Так, по мнению П. В. Орловой (1958), Н. С. Ильиной

(1958), основным источником глинозема для бокситов Боксонского месторождения послужил крупный массив габбро-диабазов, обрамляющий древний бассейн с востока и юго-востока.

На наш взгляд, на юге Сибирской платформы наиболее благоприятные условия в венде для формирования бокситовых залежей существовали в Приленской зоне Иркутского амфитеатра, где отложения формировались на карбонатном ложе верхнего рифея, а в областях их питания выходили на дневную поверхность глинистые сланцы среднего и высокоглиноземистые породы нижнего рифея.

Рассматривая в целом разрез докембрия юга Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, можно видеть, что выделенные три продуктивные уровня, имеют в отношении бокситоносности различные перспективы. Нижнерифейский уровень перспективен на платформенные бокситы в районах сочленения Патомского нагорья и западного склона Алданского щита, где известны бокситопроявления, находящиеся в зоне дальнейшего выклинивания бокситовой залежи. Перспективность верхнерифейских отложений недостаточно определена и основана, с одной стороны, на находках в отложениях минералов свободного глинозема, а с другой — на наличии благоприятного субстрата в областях питания. Наиболее перспективным на бокситы является вендский уровень Восточного Саяна, где в карбонатных толщах известно Боксонское месторождение и ряд проявлений этого же возраста, открытых в последние годы в Алтае-Саянской складчатой области.

РУДОНОСНОСТЬ ДРЕВНИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ КОДАРО-УДОКАНСКОЙ ЗОНЫ

В Кодаро-Удоканской зоне, приуроченной, по Л. И. Салопу (1967), к миогеосинклинальному поясу или к протоплатформенному прогибу, по А. М. Лейтесу (1965), М. З. Глуховскому (1969), В. С. Федоровскому (1972), довольно четко выделяется ряд структурно-фациальных ярусов, содержащих определенный комплекс полезных ископаемых: железо, графит, медь, свинец и цинк.

Железо представлено магнетитовыми рудами, которые входят в комплекс метаморфических пород чарской серии архея. Магнетитовые руды образуют пластообразные залежи мощностью от 1 до 80 м и протяженностью от нескольких метров до первых десятков километров. В состав руд входят: магнетитовые пироксениты, магнетитовые амфиболиты, двупироксен-магнетитовые сланцы, магнетитовые кварциты, магнетит-гранатовые кварциты, роговообманково-магнетитовые сланцы (Шахов, 1967). В ряде мест в магнетитовых кварцитах и сланцах присутствуют сильфиды меди и железа, являющиеся, по-видимому, одним из вероятных источников медного оруденения, приуроченного к отложениям удоканской серии. По строению, составу и генезису магнетитовые руды Чарской глыбы очень сходны с железорудными месторождениями Алданского щита (Сердюченко и др., 1960; Перваго, 1969), однако степень изученности их крайне низка.

Графит содержится в значительных концентрациях среди архейских гнейсов Чарской глыбы. На отдельных участках графитовые пласты могут представлять практический интерес. В нижнепротерозойских отложениях удоканской серии также отмечается графит в виде строго стратифицированных слоев и линз мощностью до 1—2 м, залегающих в тонкослоистых черных кварцевых и серицитовых сланцах, кварцитах и песчаниках икабийской, читкандинской и александровской свит. Образование графита в древних толщах, как показывает фактический материал, необходимо связывать с метаморфизмом осадочных пород, первона-

чально обогащенных органическим веществом (Сидоренко, Борщевский и др., 1972).

Выясняется большая роль органического вещества при образовании многих осадочных месторождений, особенно на стадии диагенеза (Страхов, 1956). На геохимические процессы диагенеза, при которых в металлоносных осадочных толщах формируются сульфиды меди, свинца, цинка и других металлов влияют захороненные органические остатки. В настоящее время о связях сульфидного оруденения с органическим веществом в древних отложениях можно судить только по косвенным данным, а именно по коррелятивным связям сульфидов и остаточного органического углерода, установленным для рудоносных отложений александровской свиты, Удоканского и Красного медных месторождений (Наркелюн, 1972).

Медь в Кодаро-Удоканской зоне представлена двумя генетическими типами. Один связан с Чинейским габбро-норитовым массивом (Чечеткин, 1967), другой — с медистыми песчаниками и сланцами, приуроченными к двум молассовым формациям (нижней и верхней) удоканской серии.

Переслаивающиеся песчано-алевритовые и глинисто-карбонатные породы нижней меденосной формации формировались в прибрежно-морских, дельтовых и заливно-лагунных комплексах фаций (Богданов и др., 1966). Оруденение представлено пиритом, халькопиритом, борнитом, реже пирротином и блеклой рудой, слагает халькопиритовую и борнит-халькопиритовую зоны, сформированные на стадии диагенеза в восстановительных условиях. К отложениям читкандинской свиты в Удоканской подзоне приурочены Красное и Право-Ингамакитское месторождения и ряд рудопроявлений. Среди пород александровской свиты медное оруденение развито в Кодарской (Сюльбанский район) и Удоканской подзонах (Икабья-Читкандинский район). Для медных руд этой формации характерна относительно более высокая степень метаморфизма, что выразилось в развитии метаморфогенного пирротина и пирита. Рудные минералы имеют несколько генераций и претерпели значительную механическую деформацию.

Наиболее существенная концентрация меди в верхней молассовой формации приурочена к прибрежно-морским, дельтовым и заливно-лагунным отложениям сакуканской свиты, распространенной главным образом в Удоканской подзоне. Нижнесакуканский меденосный уровень здесь представлен Ункурским и Бурпалинским месторождениями, а верхнесакуканский — широко известным Удоканским месторождением. Руды здесь характеризуются относительно простым составом, слабой степенью метаморфизма. Рудные минералы также имеют несколько генераций, соответствующих этапам формирования медного оруденения и вмещающих отложений (от седиментогенеза до метаморфизма).

Медное оруденение Кодаро-Удоканской зоны, по сравнению с другими полезными ископаемыми изучено сравнительно хорошо. Однако здесь необходимы большие тематические исследования для выяснения палеогеографических и литолого-фациальных условий формирования оруденения, что поможет значительно расширить перспективы этой важной меденосной провинции. Медное оруденение установлено также в нижнекембрийских пестроцветных дельтовых и лагунных отложениях каларской свиты.

Свинец и цинк в осадочных толщах рассматриваемого региона относятся к числу наименее изученных. В архейских глубоко метаморфизованных породах при проведении геологосъемочных работ установлены многочисленные пункты развития кварц-карбонатных жил и зон со свинцово-цинковым оруденением; генетическая природа его еще не выяснена.

В отложениях второй икабийской подсвиты среди переслаивающихся кварцитов, сланцев и мраморов нами установлена свинцово-цинковая минерализация стратиформного типа. В Кодарской подзоне кварцито-мраморный горизонт на большой площади повсеместно содержит рассеянную, а местами повышенную вкрапленность галенита, сфалерита и халькопирита, с которыми ассоциируют пирит, пирротин, графит и молибденит. Промышленных концентраций металлов в этом горизонте еще не выявлено, тем не менее данный стратиграфический уровень представляется перспективным. Незначительная свинцово-цинковая минерализация также отмечается в рудоносных горизонтах медистых песчаников и сланцев.

Свинцово-цинковое оруденение с повышенным содержанием кадмия установлено при геологической съемке в оолитовых доломитах и известняках патомской серии и в небольшом количестве — в нижнекембрийских карбонатных породах каларской свиты.

В целом древние отложения Кодаро-Удоканской зоны обладают отчетливой металлогенической специализацией. Характер распространения железного, медного, графитового и свинцово-цинкового оруденения подчеркивает большое сходство Кодаро-Удоканской зоны с рядом других регионов Земного шара (в Африке, Канаде, Австралии и др.).

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ДОКЕМБРИЯ

Для эндогенных гидротермальных месторождений золота и цветных металлов ведущим региональным фактором контроля обычно считается ассоциация рудных концентраций с интрузивными массивами, развитыми в тех или иных структурно-формационных зонах. В качестве локальных факторов, обусловливающих размещение отдельных рудных тел и месторождений, обычно принимают структурные магматические и литолого-стратиграфические, поскольку они влияют на создание условий для задержания инородного рудного вещества. Однако анализ размещения и структуры некоторых золоторудных и сульфидных (колчеданных) месторождений в древних щитах показывает, что для них определяющими региональными факторами контроля являются именно литолого-стратиграфические, а структурные и магматические имеют локальное значение. Это положение, безусловно, требуется объяснить. Покажем, прежде всего, что такое соотношение существует на некоторых участках и древних щитах. Возьмем, например, золоторудные и сульфидные (колчеданные) месторождения золотосодержащих руд, приуроченные к докембрийским комплексам и известные на территории южной части Индостанского щита (золоторудные поля Колар, Гадаг, Рамагири и др.); в пределах массива Йилгарн в Западной Австралии (поля Калгурли, Норсман и др.); в архейских вулканических поясах Канадского щита и Восточной Африки.

Для рассматриваемых месторождений характерно:

1. Постоянная тесная пространственная ассоциация с вулканогенными, вулканогенно-осадочными, кремнистыми, недифференцированными обломочными и реже глинистыми породами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой или амфиболитовой фаций и слагающими мощные толщи зеленокаменных и сланцевых поясов.

2. Существование согласных (пластовых) и секущих (жильных) рудных тел, отвечающих двум этапам рудообразования. Более древние — согласные рудные тела иногда окружены зонами рудной вкрапленности, но не сопровождаются ореолами околорудных изменений; они содержат более высокотемпературные минеральные ассоциации с пир-

ротином, арсенопиритом, сфалеритом и образуют серии маломощных (часто не более 1—2 м) параллельных залежей. В последнем случае состав руд оказывается выдержанным по простиранию каждого тела, но заметно (и иногда вполне закономерно) изменяется в пределах серии тел (снизу вверх по разрезу или вкрест простирания серии). Более молодые — секущие рудные тела — сопровождаются ореолами околорудных изменений, содержат более низкотемпературные минеральные ассоциации с халькопиритом, антимонитом, галенитом и слагают сложно построенные жильные поля. Отдельные жилы выполняют трещины скалывания и другие дизъюнктивные нарушения в породах различного литологического состава, изредка выходят даже за пределы главных рудовмещающих толщ метавулканитов и обнаруживают пространственную приуроченность к массивам гранитов, рвущих зеленокаменные породы.

3. Пространственно-временна́я связь между пластовыми рудными залежами и гранитоидными интрузиями намечается лишь для секущих жильных тел. Наблюдаемое здесь расположение низко- и высокотемпературных рудных залежей в пределах месторождений не характерно для эндогенных гидротермальных месторождений, связанных с гранитами. На золоторудных месторождениях в докембрийских щитах приближенные к интрузивным массивам рудные жилы оказываются по времени формирования более поздними и менее высокотемпературными, т. е. находятся в обратном соотношении с тем, что наблюдается при гидротермальном постмагматическом процессе.

4. Руды этих месторождений по составу в значительной мере сходны с рудами эпитермальных вулканогенных и вулканогенно-осадочных месторождений молодых (мезо-кайнозойских) вулканических поясов. Это сходство наиболее часто выражается в присутствии таких характерных элементов-примесей, как серебро, сурьма, мышьяк, теллур и др.

В настоящее время региональные факторы, контролирующие размещение месторождений рассматриваемого типа, объединяются представлением о приуроченности рудных концентраций к «сланцевым» и «зеленокаменным» поясам. Последние рассматриваются как синклинорные структуры, заложенные на древнем гранито-гнейсовом основании и отвечающие шовным троговым прогибам геосинклинального типа. В составе троговых комплексов сланцевых и зеленокаменных поясов преобладают вулканогенно-осадочные толщи, среди которых значительная роль принадлежит обломочным и хемогенным осадочным породам, обогащенным кремнеземом, железом, марганцем, серой. Вулканогенные породы имеют преимущественно основной состав, однако в мощных разрезах троговых комплексов иногда фиксируется несколько циклов вулканической деятельности, в течение которых происходила смена состава вулканитов от основных до средних и кислых. В ряде случаев в породах троговых комплексов установлено повышенное (против кларкового) содержание золота, серебра, мышьяка, меди, цинка и других элементов. В основании комплексов нередко наблюдаются линзовидные тела серпентинитов. Для многих троговых структур характерны интрузии гипербазитов и габброидов.

В пределах троговых комплексов, имеющих большую мощность и сложное строение, отмечается избирательная приуроченность месторождений к определенным горизонтам. Для колчеданных и золоторудных месторождений в этих комплексах наиболее типичны следующие литологические критерии размещения: а) приуроченность к горизонтам черных филлитов, углистых и графитистых сланцев, кварцитов, шунгитов и других пород, первично обогащенных органическим веществом; б) приуроченность к зеленосланцевым и амфиболитовым комплексам метавулканитов основного состава и ассоциирующих с ними железистых кварцитов, граувакковых пород, конгломератов, филлитов.

Возраст рудоносных формаций троговых комплексов несколько различается в пределах древних щитов. Тем не менее, в большинстве случаев комплексы зеленокаменных поясов имеют позднеархейский возраст. Несомненно, однако, существование как более древних (более 3000 млн. лет) комплексов (южная Африка), так и более молодых (Балтийский и Алданский щиты). Следовательно, если невозможно наметить универсальные общие глобальные эпохи рудообразования, то для отдельных крупных районов стратиграфические критерии оказываются достаточно четкими и устойчивыми. В более общем виде стратиграфические геохронологические факторы контроля, вероятно, целесообразно заменять историко-геологическими, так как во всех случаях характерной оказывается приуроченность колчеданных и золоторудных месторождений к осадочно-метаморфическим комплексам поздних стадий формирования кристаллического фундамента, предшествующим тектоно-магматическим процессам массовой гранитизации, складчатости, окончательной консолидации и перехода к платформенному тектоническому режиму.

Указанные геологические особенности рассмотренных месторождений, как в отношении строения рудных полей и отдельных тел, так и с точки зрения регионального анализа закономерностей их размещения, лучше всего увязываются с концепцией о полигенетическом (диплогенетическом) происхождении этих месторождений. С позиций этой концепции удается гораздо полнее увязать наблюдаемые факты в единую генетическую схему, чем это допускают классические представления о постмагматической гидротермальной природе рудных концентраций, локализующихся в докембрийских метаморфических комплексах.

Современные данные об изотопическом составе руд некоторых месторождений цветных металлов доказывают существование эндогенного (ювенильного) источника рудного вещества. Вместе с тем, как показано в работах В. И. Смирнова, Я. Н. Белевцева, К. Б. Краускопфа и других исследователей, эндогенная природа рудного вещества не исключает возможности его отложения в виде согласных (сингенетичных) рудных залежей в составе вулканогенно-осадочных толщ или рассеянного осаждения в пластах осадочных первичных металлоносных пород — предварительных концентраторах металлов. Последующие же процессы мобилизации и переотложения рудного материала при эпигенезе и метаморфизме приводят к образованию эпигенетических (жильных) рудных тел, однако при этом обычно сохраняются и рудные тела, имеющие согласное залегание и пластовую или линзовидную форму.

С позиций концепции о полигенетическом происхождении месторождений золота и цветных металлов в осадочно-метаморфических комплексах докембрия очевидно, что при детальном изучении рудных полей и выявлении закономерностей расположения конкретных рудных тел важная, а зачастую главная роль, сохраняется за магматическим и структурным контролем. Однако при региональном анализе размещения месторождений и рудных полей главнейшими являются формационные или литолого-стратиграфические факторы. С этим и следует считаться при геологосъемочных и поисковых работах разных масштабов в области докембрия.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТОЛЩ, ВМЕЩАЮЩИХ МЕТАЛЛОНОСНЫЕ КОНГЛОМЕРАТЫ, И ИХ СВЯЗЬ С ФОРМАЦИЕЙ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

В настоящее время известны металлоносные конгломераты практически всех возможных литологических типов, залегающие в самых разнообразных геологических условиях и имеющие различный возраст и генезис. Объектом исследований были олигомиктовые кварцевые пирит-

содержащие конгломераты докембрийского возраста. Подобные конгломераты широко распространены в Канаде (Онтарио), в Южной Африке (Трансвааль), в Бразилии и в некоторых других районах мира (Уран..., 1963).

На южной окраине Канадского щита металлоносные конгломераты приурочены к основанию гуронской серии нижнего протерозоя, залегающей резко несогласно на архейских образованиях нижнего структурного этажа. Архейские образования представлены гранитами и гранито-гнейсами, слагающими обширные поля в провинции оз. Верхнего, непосредственно к северу и северо-западу от области развития конгломератов. Граниты и гранито-гнейсы включают узкие полосы метаморфизованных осадочных и вулканических пород, которые обычно протягиваются в субширотном направлении и представляют собой ядра изоклинальных синклинальных складок. Наиболее древними среди них являются слюдистые сланцы с подчиненными прослоями парагнейсов, кварцитов и внутриформационных полимиктовых конгломератов. Широко распространены зеленокаменные породы с единичными прослоями железистых кварцитов и яшм. Все эти образования, мощность которых достигает многих тысяч метров, объединяют в серии Коучичинг, Киватин и Соудан и относят к киватинскому времени (Кинг, 1961).

Более молодые, но тоже, по-видимому, архейского возраста породы серии Тимискаминг представлены мощной толщей (более 4 тыс. м) переслаивающихся полосчатых граувакк, валунных и крупногалечных полимиктовых, иногда гранитных конгломератов, зеленокаменных пород и туфов.

Среди гранитоидов нижнего структурного этажа обычно выделяют два комплекса: лаврентьевский (абсолютный возраст 2700 млн. лет), прорывающий образования киватинской группы, и альгоманский, возраст которого принимается как послетимискамингский (2400—2750 млн. лет).

Отложения верхнего структурного этажа докембрия, вмещающие кварцевые пиритсодержащие конгломераты, распространены в районе озер Верхнего (системы Гурон и Кьюиноу) и Гурон (система Гурон). В районе озера Гурон (рудный район Блайнд-Ривер) на коре выветривания пород нижнего структурного этажа залегает толща зеленовато-серых грубозернистых кварцевых песчаников с прослоями полевошпатовых кварцитов, аркозовых песчаников и кварцево-галечных пиритсодержащих металлоносных конгломератов, мощностью до 200 м (формация Матиненда). Отложения этой формации перекрываются очень мощной, пестрой и сложнопостроенной толщей, характеризующейся частым чередованием аргиллитов, алевролитов, граувакк, полимиктовых конгломератов и известняков с прослоями кварц-полевошпатовых песчаников и кварцитов, иногда включающих пласты кварцево-галечных конгломератов. Общая мощность гуронских отложений здесь достигает 4700 м (Пиенаар, 1967).

К западу от оз. Гурон, в районе оз. Верхнего, отложения в нижней части разреза верхнего структурного этажа (система Гурон) представлены кварцитами с прослоями конгломератов, аспидными сланцами, доломитами (нижняя серия); железистыми кварцитами значительной мощности, кварцитами и аспидными сланцами (средняя серия) такими же кварцитами и сланцами с прослоями граувакк и эффузивов (верхняя серия). Общая мощность отложений системы Гурон достигает 6500 м. Верхняя часть разреза верхнего структурного этажа (система Кьюиноун) представлена красноцветными песчаниками, сланцами, известняками, полимиктовыми конгломератами. Почти по всему разрезу системы Кьюиноун широко распространены разнообразные вулканогенные породы. Общая мощность отложений верхнего структурного этажа докембрия в районе оз. Верхнего составляет более 1700 м (Goodwin, 1962).

По площади распространения наблюдается закономерное изменение состава и строения гуронских отложений. В направлении от оз. Гурон к оз. Верхнему преимущественно грубообломочные терригенные породы сменяются более тонкообломочными терригенными образованиями, железистыми кварцитами и эффузивами. В этом же направлении закономерно увеличивается мощность протерозойских отложений с 4700 м до 17 000 м. Гуронские отложения в районе оз. Гурон и оз. Верхнего имеют трансгрессивный характер, выражающийся в смене грубообломочных терригенных отложений сланцами и железистыми или карбонатными породами. Это позволяет высказать предположение, что накопление отложений системы Гурон происходило в едином обширном прогибе, причем грубообломочные терригенные толщи, включающие кварцево-галечные конгломераты, отлагались во внешней зоне этого прогиба, а мощные толщи железистых кварцитов с аспидными сланцами, кварцитами и эффузивами района оз. Верхнего — во внутренней его зоне, а не в отдельных изолированных геосинклинальных прогибах.

Ко времени возникновения гуронского прогиба к северу и северо-западу от него располагалась консолидированная область, о чем свидетельствует крайне ограниченное распространение на этой территории отложений системы Гурон, их относительно небольшая мощность и практически горизонтальное залегание. Толщи, развитые в краевых частях Гуронского геосинклинального прогиба, дислоцированы незначительно, но по направлению к центру прогиба дислоцированность быстро возрастает. Такая закономерность отмечена М. С. Марковым (1962) для Лабрадорского прогиба.

В пределах Южно-Африканского щита металлоносные кварцевые конгломераты пиритового типа развиты в системе Витватерсранд, отложения которой залегают резко несогласно на архейских породах нижнего структурного этажа (рис. 102).

Наиболее древними архейскими образованиями в Трансваале является система Свазиленд, слагающая среди гранитоидов основания изолированные полосы, которые представляют собой реликты глубоких изоклинальных синклинальных складок (Дю-Тойт, 1957). Система Свазиленд, мощностью свыше 8—10 тыс. м, сложена преимущественно метаморфизованными вулканическими и терригенными породами и интенсивно гранитизирована. Наиболее молодые гранитоиды основания имеют возраст около 2800 млн. лет. Однако встречаются и более древние гранитоиды. В районе Иоганнесбурга определение возраста гранитов показало 3200±60 млн. лет (Allsopp, 1961). Образования системы Витватерсранд, залегающие на коре выветривания пород нижнего структурного этажа, сложены аркозовыми песчаниками и кварцитами с многочисленными прослоями кварцевых конгломератов, гравелитов, сланцев и редко эффузивов, общей мощностью около 8 тыс. м. Они перекрываются вулканогенными породами, аркозовыми песчаниками, сланцами, доломитами и железистыми кварцитами систем Вентерсдорп и Трансвааль общей мощностью около 7 тыс. м.

К востоку от Витватерсранда, в районе Понголы, отложениям системы Витватерсранд соответствуют отложения системы Понгола (Тугаринов, Войткевич, 1970), нижняя часть разреза которой сложена переслаивающимися кварцитами и мандельштейнами. В верхней части распространены главным образом кварциты, филлиты, железистые кварциты и сланцы, с прослоями лав и конгломератов. Некоторые пласты конгломератов несут убогое золотое оруденение. Общая мощность отложений системы Понгола составляет более 10 000 м.

Таким образом, для района Витватерсранд в отличие от района оз. Гурон в Канаде характерны значительно большая мощность отложений верхнего структурного этажа докембрия, широкое развитие железистых пород, сланцев и в меньшей степени эффузивов, распростране-

ние рудоносных конгломератов по всему разрезу и переслаивание грубообломочных пород с кварцитами, железистыми и другими сланцами. Такой характер разреза позволяет предположить, что накопление рудоносной толщи района Витватерсранд происходило в значительном удалении от стабилизированной области, ограничивающей прогиб, в обстановке относительно высокой тектонической подвижности.

В синклинорных структурах, расположенных между Орехово-Павлоградским синклинорием на востоке и Криворожским на западе, широко распространены вулканогенно-осадочные образования, включающие

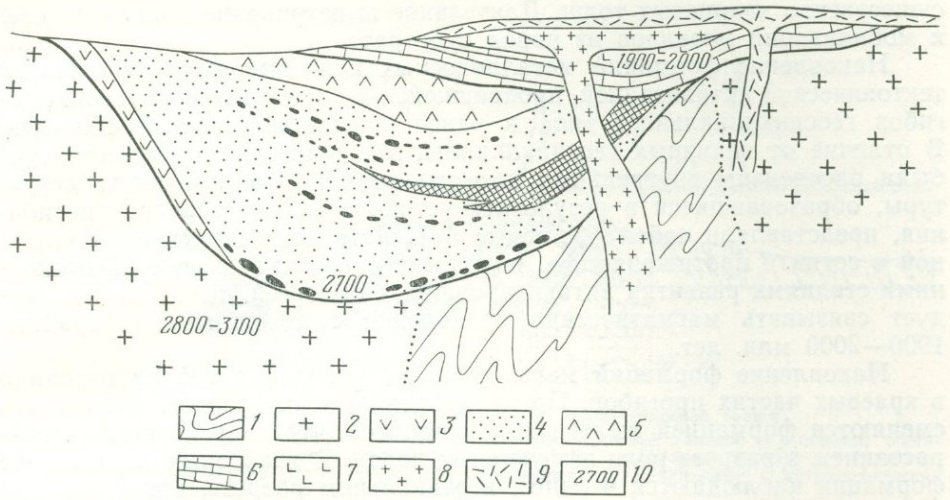


Рис. 102. Соотношение важнейших геологических комплексов района Витватерсранд

1—2 — нижний структурный этаж докембрия: гнейсы (*1*) и граниты (*2*) системы основания; *3* — система Доминион-Риф (преобладают основные и кислые эффузивы); *4* — система Витватерсранд (кварциты и конгломераты) с прослоями железистых сланцев; *5* — система Вентерсдорп (преимущественно диабазовые лавы); *6* — система Трансвааль (карбонатные, реже терригенная породы); *7—8* изверженный комплекс Бушвельда: нориты (*7*), красные граниты (*8*); *9* — система Карру (базальтовые лавы, силлы и дайки долеритов, глинистые сланцы); *10* — данные абсолютного возраста, млн. лет

железистые кварциты. По данным В. А. Бойко, А. А. Макухиной и Г. Я. Терец (1965) возраст присутствующих среди этих образований пород соответствует криворожской серии (2300—2700 млн. лет). Закономерное изменение на площади состава и строения образований курской и криворожской серий и их возрастных аналогов позволяет наметить в восточной части Украинского щита прогиб, который условно можно назвать геосинклинальным. В его краевых частях распространена терригенная толща с горизонтами кварцевых конгломератов, а в центральной — мощная толща вулканогенно-осадочных пород, включающих железистые кварциты. Как и в других районах (Витватерсранд, Блайнд—Ривер) в пределах краевой зоны прогиба кварцевые пиритсодержащие конгломераты преимущественно распространены в локальных конседиментационных депрессиях, фиксируемых резким увеличением мощности рудовмещающей толщи и количества грубообломочных пород.

Таким образом, олигомиктовые металлоносные конгломераты, подобно железистым кварцитам, являются типичной докембрийской формацией и занимают вполне определенное место в истории геологического развития древних щитов.

Формации металлоносных конгломератов залегают в основании верхнего структурного этажа докембрия. Во всех районах их накоплению предшествовала глубокая захватившая огромные площади гранитизация, в результате чего мощные толщи вулканогенно-осадочных образований геосинклинального типа были преобразованы в гранито-гней-

сы, мигматиты и гранитоиды, среди которых породы первичного субстрата сохранились лишь в виде ксенолитов и отдельных узких полос. Для архейских образований нижнего структурного этажа характерны валоподобные и купольные структуры, ядра которых обычно сложены гранитоидами и мигматитами. Гранитизация в районах распространения формации металлоносных конгломератов завершилась к началу протерозоя на рубеже около 2700 млн. лет, после чего произошел переход к устойчивому платформенному режиму развития.

Стабилизация тектонических условий способствовала широкому развитию кор выветривания и накоплению впоследствии олигомиктовых существенно кварцевых толщ. Длительное выветривание привело также к мобилизации металлов из пород субстрата.

Накопление формаций металлоносных конгломератов обусловлено тектонической активизацией, проявившейся в образовании крупных прогибов геосинклинального типа в ранее консолидированных областях. В отличие от типичных геосинклиналей эти прогибы, скорее всего, не были расчленены внутренними поднятиями. Эти специфические структуры, образовавшиеся в результате устойчивого длительного прогибания, представляли собой обширные бассейны осадконакопления шириной в сотни и протяженностью во многие сотни километров. С последними стадиями развития активизированных областей, по-видимому, следует связывать магматические проявления с абсолютным возрастом 1900—2000 млн. лет.

Накопление формаций металлоносных конгломератов происходило в краевых частях прогибов. По направлению к внутренним частям они сменяются формацией железистых кварцитов, что сопровождается возрастанием в разрезе роли эффузивных пород. В некоторых случаях обе формации наблюдаются в одном вертикальном разрезе, причем всегда терригенная конгломератовая формация подстилает в значительной мере хемогенную железистую. Иногда над железистой формацией залегает молласоидная формация, выше которой располагаются типично платформенные отложения.

На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что накопление формаций металлоносных конгломератов в древних стабилизированных областях связано с тектонической активизацией, сменяющейся платформенным режимом.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ЛИТИЯ В ПЕГМАТИТАХ ДОКЕМБРИЯ

Накопление лития в пределах сотых и десятых долей процента обычно связывают с выносом его из пегматитов или с привносом постмагматическими гидротермальными растворами и пневматолитами (Гинзбург, 1959; Никитин, 1960; Солодов, 1962; Kretz, 1968 и др.).

Такое мнение, однако, основано на изучении распределения лития преимущественно в узкой экзоконтактной зоне пегматитов и не учитывает количество его во вмещающих породах, а также геологические условия формирования последних, особенно в докембрии.

Нами было изучено распределение лития в толще первично осадочных пород, прорванных пегматитами. В процессе работ использовано около 300 анализов. Полученные результаты позволили выявить более мощный источник накопления лития в первично-осадочных породах и предположить возможную генетическую связь пегматитов с вмещающими породами.

Изученные литиевые пегматиты располагаются в породах метаморфического комплекса не моложе раннего протерозоя, слагающих линзу мощностью около 1300 м, согласно залегающую между гнейсами и гранито-гнейсами (рис. 103). С подстилающими гнейсами породы метамор-

фического комплекса связаны переслаиванием: пропластки их присутствуют и в перекрывающих гранито-гнейсах. Падение пород в целом под углом в 60°. Литиевые пегматиты вытянуты вдоль простирания в виде продольно-секущих жил с падением в обратную сторону под углом в 45°.

Метаморфический комплекс представлен параанортозитами, крупнозернистыми амфибол-плагиоклазовыми породами, параамфиболитами, слагающими 90% площади вмещающих пегматиты пород, и кварц-хлорит-полевошпатовыми сланцами с подчиненными биотитовыми и ро-

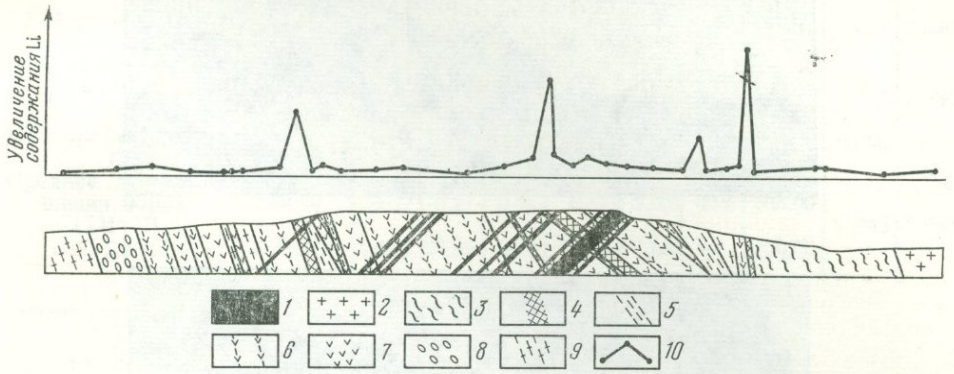


Рис. 103. Литолого-геохимический разрез пегматитоносной толщи

1 — пегматиты; *2* — гранито-гнейсы; *3* — кварц-хлорит-полевошпатовые сланцы; *4* — породы, обогащенные гольмквиститом; *5* — параамфиболиты; *6* — амфибол-плагиоклазовые породы; *7* — параанортозиты; *8* — конгломерато-гнейсы; *9* — гнейсы; *10* — изменение содержания лития в метаморфических породах

говообманковыми гнейсами, образующими сложную серию пластообразных и линзовидных тел. Характерна приуроченность кварц-хлорит-полевошпатовых сланцев к верхней части стратиграфического разреза, над которой преимущественно и располагаются параамфиболиты. В нижней части метаморфического комплекса встречаются небольшие линзы, а также прослои конгломератов и брекчий с обломками и цементом из местного материала. Текстуры пород обычно массивные и гнейсовидные: нередки своеобразные пятнистые, а также линзовидно-полосчатые, тонко- и грубослоистые. Некоторые из линзовидно-полосчатых напоминают текстуры в отложениях травертина (рис. 104). Переходы между породами с различными текстурными особенностями как постепенные, так и резкие. Местами можно видеть мелкие несогласия в залегании, что, по-видимому, обусловлено локальными размывами.

Учитывая сравнительно небольшое пространственное распространение и присутствие в породах обломков различной степени окатанности, а также чрезвычайно сильную изменчивость литологических свойств во всех направлениях, можно говорить о небольшой глубине осадкообразования.

Химический состав пород характеризуется высоким содержанием железа, магния, натрия и лития, превышающим в несколько раз кларки для осадочных пород, по А. П. Виноградову (1962), а также значительным дефицитом калия. Пересчеты химического состава пород на осадочные эквиваленты по методу О. М. Розена (1970) позволяют говорить о возможности происхождения вмещающих пегматиты пород за счет практически изохимического метаморфизма мергелистых осадков с прослоями глинистых и песчанистых отложений, а окружающих гнейсов и гранито-гнейсов за счет глинистых песчаников. Глинистая фракция в осадках составляла до 60 вес. % и была в основном представлена монтмориллонитовой глиной с примесью гидрослюдистой и каолинитовой. Обилие монтмориллонита, вероятно, связано с разложением пеплового ма-

териала, поскольку в синхронных отложениях за пределами района известны проявления эффузивного вулканизма основного и среднего состава. Количество карбонатной фракции (кальцит, доломит, сидерит, магнезит) колебалось в пределах 25—45%. Значительное развитие доломита (а в верхних частях стратиграфического разреза толщи первичных осадков и магнезита) свидетельствует о возможной принадлежности отложений к соленосной формации. Следовательно, палеоклимат в районе, по-видимому, был близок к аридному.

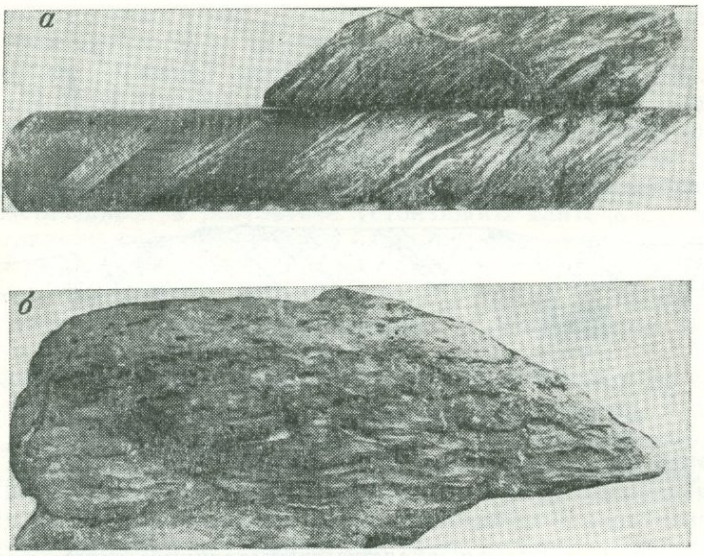


Рис. 104. Линзовидно-полосчатая текстура

а — в амфибол-плагиоклазовых породах (темные участки обогащены роговой обманкой, светлые — плагиоклазом); *б* — в параамфиболитах (напоминает текстуру в отложениях травертина)

В метаморфических породах литий входит в состав литиевой роговой обманки — гольмквистита и рассеян в главных и второстепенных минералах: в биотите, хлорите, зеленой роговой обманке, плагиоклазе, клиноцоизите и эпидоте.

Для различных пород доля лития, приходящаяся на отдельные минералы, значительно изменяется. В параанортозитах наибольшее количество лития связано с плагиоклазом, в амфибол-плагиоклазовых — с роговой обманкой, а в параамфиболитах — с биотитом (табл. 63). Существенно отметить, что около половины всего количества лития в породах рассеяно в главных породообразующих минералах — роговых обманках и плагиоклазах. Содержание лития в породах колеблется в пределах сотых долей процента, достигая в отдельных пропластках десятых долей; среднее с учетом распространения пород на площади: по участку с пегматитовыми жилами 0,041%; за его пределами в изученной части линзы метаморфических пород — 0,031%. На площади развития гнейсов и гранито-гнейсов — тысячные доли процента. При этом в одноименных породах количество лития закономерно снижается при переходе к участкам без пегматитовых жил (табл. 64).

На участках с высокой концентрацией лития встречаются в повышенном количестве гольмквистит и биотит, образующие в целом согласные пропластки или линзы иногда с нечетко выраженными границами. Эти образования пересекаются пегматитовыми жилами и, следовательно, по времени являются более ранними, чем пегматиты. Прожилки с этими же минералами имеют резко подчиненное значение.

Таблица 63

Распределение лития в породах по минералам

Порода*	Минерал и среднее содержание в минерале лития, вес. %								Содержание лития, вес. %	
	Головая обманка	Плагиоклаз	Биотит	Хлорит	Гольмквистит	Эпидот	Сфен, гранат и др.	Сумма	Минералогический анализ	Химический анализ
I Параанортозит	20,60**	70,15	5,00	0,05	0,43	2,90	0,87	100,00	0,041	0,040
(11)	13,60***	42,90	25,80	0,07	16,70	0,93	—	100,00		
II Амфибол-плагиоклазовая	58,55	34,36	1,57	0,05	0,41	4,10	0,86	100,00	0,035	0,036
(48)	45,42	24,75	9,52	0,09	18,70	1,52	—	100,00		
III Параамфиболит	71,65	12,65	11,06	1,33	0,60	1,44	1,27	100,00	0,056	0,063
(21)	34,45	5,63	41,46	1,12	17,00	0,34	—	100,00		
Среднее при соотношении пород I : II : III =	56,60	34,22	5,21	0,44	0,47	3,08	0,98	100,00	0,042	0,044
= 1 : 2,86 : 1,67	35,85	20,52	23,95	0,70	17,95	1,03	—	100,00		

* В скобках приводится количество проб.
** Количество минерала (вес. %).
*** Доля лития на минерал от всего количества лития (%).

Таблица 64

Распределение лития (вес. %) в породах по различным участкам пегматитоносного района *

Порода	На участке с литиевыми пегматитами	В изученной части линзы пород метаморфического комплекса вне участка с литиевыми пегматитами	За пределами линзы пород метаморфического комплекса на площади развития гнейсов и гранитогнейсов
Параанортозит	0,035 (25)	0,023 (23)	0,003 (1)
Амфибол-плагиоклазовая	0,035 (108)	0,029 (25)	0,003 (5)
Параамфиболит	0,059 (30)	0,043 (4)	0,006 (4)
Кварц-хлорит-полевошпатовая	0,024 (4)	0,026 (2)	0,009 (5)
Сильно обогащенная гольмквиститом	0,381 (15)	—	—
Гнейсы	0,028 (17)	0,018 (6)	0,008 (25)
Среднее (с учетом распространения пород на площади)	0,041 (199)	0,031 (60)	0,007 (40)

* В скобках приводится количество проб.

Концентрация лития в метаморфизованных осадочных породах значительно превышает кларк осадочных пород, равный 0,006 (Виноградов, 1962). Расчеты показывают, что для покрытия разницы в количестве лития между его содержанием в породах и кларковым при допущении выноса лития из пегматитов, в последних должно было бы быть почти в 2 раза больше лития (имея в виду породы только на участке с пегматитовыми жилами) и почти в 4 раза, если учесть и породы, прилегающие к участку с пегматитами в пределах изученной части линзы метаморфических пород. Вынос лития из пегматитов в подобных размерах вряд ли возможен.

Вряд ли можно связывать высокую концентрацию лития в метаморфических породах и с процессами постмагматического метасоматоза при привносе лития гидротермами и пневматолитами. Против такой связи

свидетельствует преимущественно пластообразная и линзообразная форма обогащенных литием участков; небольшое, близкое к кларку содержание лития в гнейсах и гранито-гнейсах, окружающих породы, вмещающих пегматиты; значительное рассеяние лития по породообразующим минералам вмещающих пород, а также отсутствие в контактах пород метаморфического комплекса литиеносных магматических интрузий.

Более вероятным представляется возможность накопления лития одновременно с образованием древних осадков.

В кайнозойских отложениях подобное высокое накопление лития своим происхождением обязано наложению на осадкообразование процессов привноса лития подземными водами и сорбции его глинистой фракцией осадка. Эти процессы особенно эффективны в районах с аридным или близким к нему климатом, вулканогенной деятельностью и вдоль тектонических и раскрывающихся гидрогеологических структур, выводящих на поверхность подземные воды, обогащенные литием. Примерами могут служить осадки соляного оз. Серлз и гекторитовые глины месторождения Гектор в США, Цайдамская впадина в Китае, ряд озер в Средней Азии. Менее ясны процессы накопления и перераспределения лития подобной высокой концентрации в обычных соленосных толщах и в корах выветривания.

Геологические условия формирования рассмотренных нами метаморфизованных осадков докембрия в основных чертах представляются близкими к условиям формирования кайнозойских осадков, обогащенных литием, поскольку, как уже говорилось, они, по-видимому, также отлагались в мелководном засолоняющемся бассейне в районе с аридным или близким к нему палеоклиматом. Для полноты сравнения можно еще добавить, что мощность пород метаморфического комплекса (1300 м) сравнима с мощностью отложений, заполняющих впадину с литиеносным оз. Серлз, равной 1000 м, что может говорить о близости геолого-тектонических условий осадкообразования. В составе отложений этой впадины развиты соленосные илы и глины с прослоями песчаников, конгломератов, мергелей, известняков и вулканических пеплов. В глинистой фракции наиболее распространены монтмориллонит и иллит, причем монтмориллонит преобладает в верхних частях отложений, а иллит в нижних (Бойко, 1963). Среди карбонатов в отложениях впадины оз. Серлз развиты доломит и специфические натриево-магниевые карбонаты. Если считать, что значительное количество галита и других легко растворимых минеральных соединений в процессах литогенеза и метаморфизма могло быть вынесено, то близость литолого-фациальных особенностей отложений во впадине оз. Серлз и рассмотренных докембрийских осадков представляется весьма вероятной. О возможном присутствии соляных минералов в составе первичных осадков докембрия можно судить по высокому содержанию в породах натрия и магния. О возможности сорбции лития глинистыми частицами древних осадков свидетельствует положительная корреляция его с алюминием в породах метаморфического комплекса *.

В связи с опусканием в глубинные части земной коры одна часть лития при раскристаллизации осадков могла захватываться новообразующимися минеральными фазами, чем хорошо объясняется значительное рассеяние лития в породообразующих и второстепенных минералах пород метаморфического комплекса. Другая часть лития, мигрируя совместно с остальными компонентами в пределы толщи первично осадочных пород метаморфического комплекса, могла образовывать в трещинах и свободных пустотах такие устойчивые в глубинных условиях ми-

---

* В параанортозитах $r_{Li-Al}=+0{,}387$; в амфибол-плагиоклазовых породах $r_{Li-Al}=+0{,}384$; в параамфиболитах $r_{Li-Al}=+0{,}314$; в кварц-хлорит-полевошпатовых $r_{Li-Al}=+0{,}433$.

нералы лития как сподумен, монтебразит и другие в ассоциации с новообразованными (метаморфогенными) кристаллами кварца, альбита, микроклина и т. д.

Все эти соображения позволяют предположить, что сами литиевые пегматиты, находящиеся среди первично осадочных пород с высокими ореолами лития, могут иметь метаморфогенное происхождение аналогично другим типам редкометальных пегматитов Д. П. Сердюченко (1966) и др.

СКАНДИЙ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ДОКЕМБРИЯ

В задачу настоящей статьи входит выяснение вопроса о содержании скандия в метаморфических породах разного состава, об особенностях его концентрации и распределения между некоторыми минералами этих пород, о геохимической связи с другими элементами и характере поведения его в процессе метаморфизма.

Были рассмотрены кристаллические сланцы основного состава, разнообразные гнейсы, кварциты и связанные с этими породами (пространственно или генетически) гранитоиды и пегматиты из докембрийских комплексов. Породы относятся к амфиболитовой и гранулитовой фациям метаморфизма. Всего было исследовано 216 валовых и 516 мономинеральных проб.

Полученные результаты основаны на количественных определениях в спектральной лаборатории ИГГД АН СССР, выполненных К. В. Орловской. Точность определений (воспроизводимость анализа) составляет ~12%. Результаты исследований приведены в табл. 65. Кристаллические сланцы основного состава характеризуются более высоким содержанием Sc, нежели гнейсы и тем более гранитоиды и кварциты. Это объясняется вхождением Sc главным образом в состав темноцветных и глиноземистых минералов. Среднее содержание Sc в однотипных породах разных фаций несколько увеличивается в породах гранулитовой фации по сравнению с амфиболитовой (см. табл. 65). Это согласуется с данными Д. Шоу (Shaw, 1954) по метаморфическим породам формации Литтлтон в Нью-Хемпшайре.

Большинство авторов подтверждают существование положительной корреляционной связи между содержанием в породах Sc и Fe^{2+}. Что касается Mg, то одни исследователи (Борисенко, 1961; Frondel, 1970) отрицают существование такой связи, нередко основываясь на отсутствии или незначительном содержании Sc в некоторых магнезиальных минералах, например оливиновых; другие подтверждают ее существование (Дудыкина, 1960; Иванов, Фаас, 1963; Щербина, 1960). Д. Н. Иванов и А. В. Фаас (1963), а также Л. Ф. Борисенко (1970) отмечают отчетливую положительную корреляцию между Sc_2O_3 и CaO. Д. Снайдер (Snyder, 1959), изучая распределение Sc в габбровых сериях, высказал мысль о предпочтительном замещении скандием Ca, нежели Fe^{2+} и Mg^{2+}. К этому же выводу пришли Н. Сен и др. (Sen et al., 1959). Кл. Фрондел (Frondel, 1968 указывает на более тесную связь Sc с Fe^{3+}, чем с Fe^{2+}. Кроме того, им отмечается связь Sc с Y, Al, Ti, Sn, Zr. В. Фрайкланд и М. Флейшер (Fryklund a Fleischer, 1963) показали, что более высокая корреляция наблюдается между Sc и суммой (Fe^{3+}+ +Fe^{2+}), чем только с Fe^{2+}.

Проведенная нами проверка подтвердила положительную корреляционную связь между Sc и Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg и Ca в метаморфических породах в целом и в отдельных группах (табл. 66).

Таким образом, для метаморфических пород, как и для изверженных, характерны более высокое содержание Sc в породах более основно-

Таблица 65

Содержание Sc в породах разного состава амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма

Порода, район	Фация метаморфизма	Количество определений	Пределы колебаний, $n \cdot 10^{-4}$	Среднее арифметическое $\bar{n} \cdot 10^{-4}$	Среднее квадратичное отклонение $\sigma n \cdot 10^{-4}$	Коэффициент вариации V, %
Кристаллические сланцы основного состава, амфибол-плагиоклазовые породы (Алданский щит и его южное обрамление)	Амфиболитовая	24	2—70	30	13,6	45,3
Метасоматические диопсидовые породы (Алданский щит)		3	2—8	—	—	—
Кристаллические сланцы основного состава, пироксениты (Алданский щит, Прибайкалье)	Гранулитовая	30	14—60	35	13,1	37,4
Глиноземистые и амфиболовые гнейсы (Алданский щит и его южное обрамление, Прибайкалье)	Амфиболитовая	38	0—40	12	9,0	75,0
Глиноземистые и гиперстенсодержащие гнейсы (Алданский щит)	Гранулитовая	31	2—42	15	9,1	60,6
Гранито-гнейсы (Алданский щит, Забайкалье)	Амфиболитовая	9	2—7	3	—	—
То же	Гранулитовая	4	—	2	—	—
Фельдшпатизированные кварциты (Алданский щит)	Амфиболитовая	5	—	0	—	—
То же	Гранулитовая	6	0—13	3	—	—
Пегматиты, гранитоиды (Алданский щит, его южное обрамление, Прибайкалье, Приладожье)	Амфиболитовая	28	0—15	5	1,5	30,0
Пегматиты, гранитоиды (Алданский щит, Прибайкалье)	Гранулитовая	38	0—48	11	11,7	106,3

Таблица 66

Коэффициенты корреляции Sc с Ca, Fe^{2+}, Fe^{3+} и Mg

Борисенко и др. (1961)		Иванов, Фаас (1963)		Крылова М. Д., В. Б. Дагелайский, К. В. Орловская			
Sc_2O_3 : CaO	Sc_2O_3 : FeO	Sc_2O_3 : CaO	Sc_2O_3 : FeO	Sc : Ca	Sc : Fe^{2+}	Sc : Mg	Sc : Fe^{3+}
+0,80	+0,64	+0,96	+0,79	+0,73	+0,64	+0,64	+0,87

го состава, богатых фемическими минералами, и меньшая концентрация Sc в породах кислых и лейкократовых.

В. Фрайкланд и М. Флейшер (Fryklund a Fleischer, 1963), изучая вулканические породы Аляски и Японии, установили прямо пропорциональную зависимость между содержанием Sc и параметром $\frac{CaO}{Na_2O + K_2O}$, являющимся показателем относительных количеств плагиоклаза и щелочного полевого шпата в породе (Fryklund a Fleischer, 1963). Проверка этой связи на нашем материале подтвердила ее существование.

В сериях гранитизированных пород с повышением степени гранитизации отмечается сокращение количества Sc (рис. 105, I).

Изучалась скандиеносность биотитов, гранатов, амфиболов, гиперстенов и диопсидов из докембрийских пород амфиболитовой и гранулитовой фаций. Новые данные по скандиеносности амфиболов (табл. 67) подтвердили ранее сделанное заключение о том, что в амфиболах из кристаллических сланцев основного состава скандий содержится в меньшем количестве, нежели в амфиболах из гнейсов и гранитоидов, а содержание Sc в амфиболах из пород гранулитовой фации (среднее из 23 = 0,0083%) выше, нежели из пород амфиболитовой (среднее из 32 = 0,0053%) *.

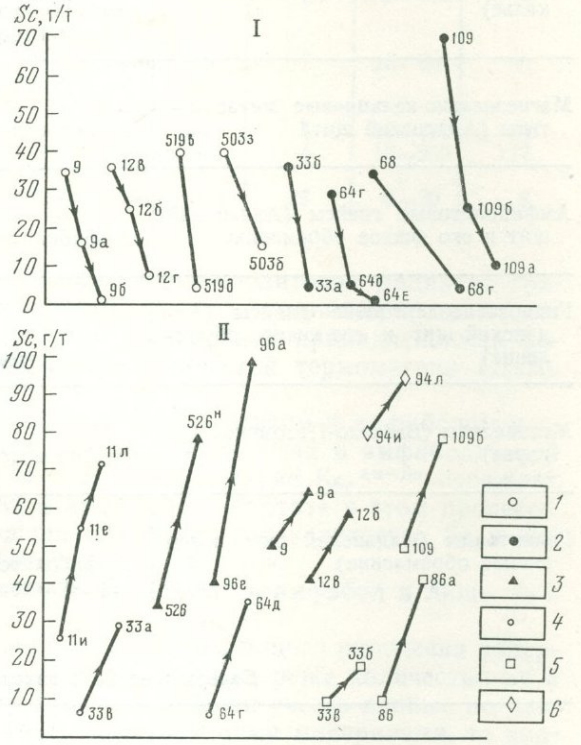


Рис. 105. Изменение содержания скандия при гранитизации

I — в породах (*1* — амфиболитовой фации, *2* — гранулитовой фации); II — в минералах (*3* — амфиболе, *4* — биотите, *5* — гиперстене, *6* — гранате). Стрелка показывает возрастание степени гранитизации, цифры — номера образцов

При гранитизации содержание Sc в амфиболе возрастает. Как и в других минералах, концентрация Sc в пироксенах из кристаллических сланцев основного состава значительно ниже, чем в соответствующих минералах из гранитоидов (табл. 68); в процессе гранитизации отмечается возрастание содержания Sc в гиперстенах (см. рис. 109, II).

В моноклинные пироксены Sc входит в больших количествах, чем в гиперстены. Пониженной скандиеносностью отличаются моноклинные пироксены диопсидовых метасоматитов Алданского щита (табл. 69). Такое низкое содержание Sc характерно для диопсидов скарнов и подобных им пород (Дудыкина, 1960; Борисенко, 1961).

Для выяснения характера распространения Sc между биотитом, амфиболом и пироксенами нами использованы анализы 18 минеральных пар, заимствованные из литературы, и оригинальные анализы 43 пар

* Из расчета исключены магнезиально-кальциевые метасоматиты (диопсид-амфиболовые жилы) Алданского щита, представляющие собой специфические образования с весьма низкой скандиеносностью (Крылова и др., 1973).

Таблица 67

Содержание Sc в амфиболах

Порода, район	Фация метаморфизма	Количество определений	Пределы колебаний $n \cdot 10^{-4}$	Среднее арифметическое $\bar{n} \cdot 10^{-4}$
Кристаллические сланцы и породы основного состава (Алданский щит и его южное обрамление, Кольский п-ов, Восточный Саян, Прибайкалье)	Амфиболитовая Гранулитовая	25 16	21—89 20—141	50 65
Магнезиально-кальциевые метасоматиты (Алданский щит)	Амфиболитовая	29	0—28	11
Амфиболитовые гнейсы (Алданский щит и его южное обрамление)	Амфиболитовая	2	35—65	50
Гиперстенсодержащие гнейсы (Алданский щит и его южное обрамление)	Гранлуитовая	3	42—214	127
Метапелиты (Байкало-Патомское нагорье)	Амфиболитовая	2	31—71	51
Гранитоиды (Алданский щит и его южное обрамление)	Амфиболитовая Гранулитовая	3 4	39—100 60—220	62 119

Таблица 68

Содержание Sc в гиперстенах

Порода, район	Количество определений	Пределы колебаний, $n \cdot 10^{-4}$	Среднее арифметическое, $\bar{n} \cdot 10^{-4}$
Кристаллические сланцы основного состава (Алданский щит и его южное обрамление, Прибайкалье, Кольский полуостров)	21	6—85	23
Ортопороды основного состава (Алданский щит, Кольский полуостров)	8	10—45	31
Гнейсы (Алданский щит, Кольский полуостров)	10	4—115	53
Пегматиты, чарнокиты (Алданский щит, Прибайкалье)	13	22—166	58

минералов. Кроме того, рассмотрена скандиеносность восьми образцов пород, в которых сосуществуют три или четыре минерала. Коэффициенты распределения Sc между соответствующими минералами показаны в таблицах 70 и 71.

Данные по паре гранат — биотит были детально рассмотрены в другой работе авторов. Здесь укажем только, что с усилением степени метаморфизма происходит возрастание отношения $\frac{\text{Sc в гранате}}{\text{Sc в биотите}}$. Средние значения: 2,26 в эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма; 5,93—

Таблица 69

Содержание Sc в диопсидах

Порода, район	Фация метаморфизма	Количество определений	Пределы колебаний $n \cdot 10^{-4}$	Среднее арифметическое $\bar{n} \cdot 10^{-4}$
Кристаллические сланцы основного состава (Алданский щит, Восточный Саян, Прибайкалье)	Амфиболитовая	2	138—155	146
	Гранулитовая	7	22—110	75
Мономинеральные диопсидовые породы (метаморфические), Алданский щит	Гранулитовая	7	13—60	30
Гнейсы и гранитоиды (Алданский щит, Кольский полуостров, Восточный Саян, Прибайкалье)	Амфиболитовая	5	12—170	54
	Гранулитовая	4	17—269	117
Метасоматические диопсидовые жилы (Алданский щит)	Амфиболитовая	28	0—20	8

в амфиболитовой; 8,21 — в диафторитах амфиболитовой фации по гранулитовой; 10,47 — в чисто гранулитовой. Эта закономерность может служить геохимическим индикатором фациальной принадлежности пород и может быть использована в геологической термометрии (Дагелайский, Крылова, 1973).

Коэффициент распределения Sc между биотитом и амфиболом увеличивается с усилением степени метаморфизма (3,42 в амфиболитовой фации и 4,57 — в гранулитовой). Такое возрастание $K_{Sc}^{Ам-Би}$ отражает противоположное поведение Sc в амфиболе и биотите в этом процессе, а именно: с возрастанием степени метаморфизма количество Sc в амфиболе увеличивается, а в биотите — сокращается.

В паре амфибол — гиперстен $^4/_5$ Sc входит в амфибол и лишь $^1/_5$ в гиперстен.

При сосуществовании с амфиболом моноклинного пироксена содержание Sc в этих минералах в основном близкое, реже количество Sc в амфиболе несколько выше, чем в диопсиде. Если учесть данные по распределению между несколькими сосуществующими минералами, то видна положительная коррелятивная связь между концентрациями Sc в диопсиде и амфиболе.

Различие в скандиеносности моноклинного и ромбического пироксена отчетливо выступает в значении $K_{Sc}^{Ди-Гип}$, которое показывает, что содержание Sc в диопсиде в 3—6 раз больше, чем в сосуществующем с ним гиперстене. Здесь, как и в предыдущем случае, в отношении содержания Sc в этих минералах наблюдается прямая зависимость.

Данные, касающиеся сосуществующих биотита и гиперстена, указывают на вхождение Sc в гиперстен в количестве в 1,5—5 раз больше, нежели в биотит.

Представляет интерес распределение Sc в породах, содержащих три или четыре минерала-носителя (см. табл. 74). Оно отличается несколько меньшим постоянством от распределения Sc в соответствующих парах минералов. Однако и здесь выдерживается намеченная выше тенденция. В гранатсодержащих гнейсовых породах с относительно невысоким общим содержанием Sc главным концентратом его всегда является гранат. В меньшем количестве (в 3—6 раз) Sc входит в сосуществующий гиперстен и в 8—14 раз его меньше в сосуществующем биотите. Если же граната в породе нет, но присутствуют пироксены, амфибол и биотит, то роль главных концентратов Sc примерно поровну делят между собой моноклинный пироксен и амфибол, меньшее количество

Таблица 70

Распределение Sc между сосуществующими минералами

Показатели	Содержание Sc, г/т				$\frac{Sc_{Ам}}{Sc_{Би}}$	$\frac{Sc_{Ам}}{Sc_{Ди}}$	$\frac{Sc_{Ам}}{Sc_{Гип}}$	$\frac{Sc_{Гип}}{Sc_{Би}}$	Фация метаморфизма
	Ам	Би	Ди	Гип					
Интервал	30—95	5—50	—	—	1,40—6,0	—	—	—	Амфиболитовая
Среднее из 11	54	19	—	—	3,42	—	—	—	»
Интервал	27—122	7—27	—	—	3,33—10,0	—	—	—	Гранулитовая
Среднее из 11	71	15	—	—	4,57	—	—	—	»
Интервал	40—47	—	7—41	—	—	1,0—6,7	—	—	Амфиболитовая
Среднее из 2	44	—	24	—	—	3,85	—	—	»
Интервал	81—135	—	71—110	—	—	1,14—1,23	—	—	Гранулитовая
Среднее из 2	108	—	90	—	—	1,18	—	—	»
Интервал	20—450	—	—	6—42	—	—	2,74—15,0	—	»
Среднее из 10	107	—	—	19	—	—	5,53	—	»
Интервал	—	6—41	—	10—64	—	—	—	1,44—5,12	»
Среднее из 12	—	17	—	42	—	—	—	2,81	»

Примечание. Использованы опубликованные данные Де Вора (1955), а также определения Sc из коллекций М. Д. Крыловой, В. С. Байковой, М. Е. Салье, И. С. Седовой, Г. М. Друговой, И. Н. Крылова, Л. П. Никитиной, Н. И. Московченко, В. А. Груздева.

этого элемента входит в гиперстен, а наиболее низкая концентрация его падает на биотит.

Положительная корреляция Sc с Ca, Fe и Mg подтверждает преимущественное вхождение Sc в метаморфические породы более основного состава, богатые фемическими минералами. В этой связи также понятно снижение содержания Sc в породах в процессе их гранитизации, поскольку этот процесс сопровождается выносом фемических элементов.

Выше отмечалось некоторое увеличение количества Sc в породах гранулитовой фации по сравнению с породами амфиболитовой. Возможно, это связано с несколько более основным валовым составом первых (Крылова и др., 1972; Fahrig et al., 1965). В распределении Sc в минералах метаморфических пород выявляется общая закономерность, выражающаяся в увеличении концентрации Sc в биотитах, гранатах, амфиболах и пироксенах в породах более кислого состава, что наблюдается внутри метаморфических фаций. Эта же закономерность проявляется в минералах и при гранитизации. Известно, что обогащение кремнекислотой и летучими благоприятствует накоплению Sc (Щербина, 1959). Вследствие своей малой миграционной способности Sc при гранитизации не удаляется за пределы системы, а концентрируется в растворах и таким образом обогащает оставшиеся фемические минералы.

Накопленные к настоящему времени данные по поведению Sc в метаморфических комплексах докембрия можно резюмировать следующим образом.

Содержание Sc в биотите с усилением степени метаморфизма сокращается. Это подтверждается пониженной скандиеносностью высокотитанистых биотитов и более высоким содержанием Sc в биотитах с повышенным содержанием тетраэдрического Al (Крылова и др., 1970). Содержание Sc в гранате также понижается с повышением степени метаморфизма. Энгели (Engel a. Engel, 1958) связывают это с параллельным сокращением содержания Mn. В такой же степени можно отметить одновременное возрастание содержания Mg и Si в гра-

Таблица 71

Распределение Sc между несколькими сосуществующими минералами

№ образца	Содержание Sc, г/т						$Sc^{Гр}/Sc^{Би}$	$Sc^{Гип}/Sc^{Би}$	$Sc^{Гр}/Sc^{Гип}$	$Sc^{Ам}/Sc^{Би}$	$Sc^{Ди}/Sc^{Би}$	$Sc^{Ам}/Sc^{Гип}$	$Sc^{Ам}/Sc^{Ди}$	$Sc^{Ди}/Sc^{Гип}$	Фация метаморфизма	Источник, коллекция
	Би	Гр	Гип	Ам	Ди	Порода										
1304-5	15	130	45	—	—	23	8,66	3,0	2,89	—	—	—	—	—	Гранулитовая	Сальс, 1966
28	14	100	55	—	—	18	7,14	3,93	1,82	—	—	—	—	—	То же	Крылова, 1965
733	16	210	75	—	—	—	13,12	4,69	2,80	—	—	—	—	—	»	Крылова, 1971
2а	14	200	30	—	—	—	14,28	2,14	6,66	—	—	—	—	—	»	Климов, 1970
58255	24	—	60	80	120	—	—	2,50	—	3,33	5,0	1,33	0,26	2,0	Неизвестна	Norman, Haskin, 1968
58277	15	—	30	200	—	—	—	2,0	—	13,33	—	6,66	—	—	То же	То же
86	—	—	10	135	110	—	—	—	—	—	—	13,50	1,23	11,0	Гранулитовая	Крылов, 1965
750	—	—	35	90	70	—	—	—	—	—	—	2,57	1,28	2,0	То же	Крылова, 1971

нате. Концентрация Sc в амфиболе повышается с возрастанием степени метаморфизма. Как известно, по мере повышения температуры в роговых обманках увеличивается степень замещения $Si \rightarrow Al$ в тетраэдре и уменьшаются пределы изоморфизма $(Mg, Fe^{2+}) \rightarrow (Al, Fe^{3+})$, т. е. сокращается количество алюминия в октаэдрической позиции. С этим согласуется выявленная нами ранее отрицательная зависимость Sc с Si. Кроме того, устанавливается прямая связь между содержанием Sc и TiO_2 в амфиболах. Зависимость содержания Sc в биотите, гранате и амфиболе от степени метаморфизма иллюстрируется схемой (рис. 106).

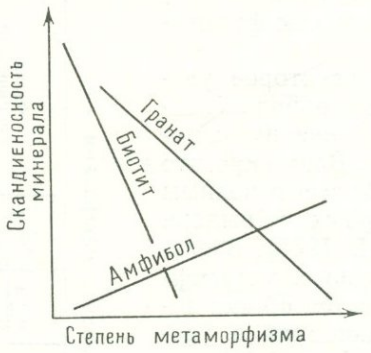


Рис. 106. Зависимость содержания Sc в минералах от степени метаморфизма

Некоторые нарушения закономерностей поведения Sc в минералах можно ожидать в породах, испытавших диафторез или повторный метаморфизм.

Для Sc в биотитах, гранатах, амфиболах и пироксенах обычно принимается схема гетеровалентного изоморфизма: $(Mg, Mn, Fe)^{2+} + Si^{4+} \rightarrow Sc^{3+} + (Al, Fe)^{3+}$; возможен также и изовалентный изоморфизм: $Al^{3+} \rightarrow Sc^{3+}$ и $Y^{3+} \rightarrow Sc^{3+}$. Однако экспериментальные данные по синтетическим системам показывают хорошую смесимость Sc и F^{3+} и близость структур некоторых соединений этих элементов (Frondel, 1968). Синтез скандиевых гранатов показал, что Sc входит в октаэдрическую позицию, занятую трехвалентными ионами — Fe^{3+}, Al^{3+} или Cr^{3+}. Гранат $Ca_3Sc_2Si_3O_{12}$ был синтезирован гидротермально Б. В. Миллем (1964), а затем Ж. Ито и К. Фронделом (Ito a. Frondel, 1967), которые синтезировали также скандиевый гидрогранат $Sr_3Sc_2(OH)_{12}$ и получили полную серию твердых растворов с Fe^{3+} и In. При синтезе этими же исследователями скандиевого эгирина $NaScSi_2O_6$ и скандиевого сподумена $LiScSi_2O_6$, для которых были получены серии твердых растворов с Fe^{3+}, было установлено, что Sc входит в структурную позицию M_1, вместе с трехвалентными ионами Fe^{3+}, Al^{3+}, Cr^{3+}, V^{3+}, Mn^{3+} (Ito a. Frondel, 1968). В природных пироксенах эти ионы в позиции M_1 добавляются к Fe^{2+} и Mg. Компенсация валентности достигается путем вхождения Na в позицию M_2. Можно предполагать, что аналогичное положение имеет место в амфиболах.

Небезынтересно, что в синтетическом скандиевом берилле $Be_3Sc_2Si_6O_{18}$ также широко проявлено замещение Sc трехвалентным Fe^{3+} и, кроме того, в нем же установлено замещение Sc на V^{3+}, Cr^{3+}, Mn^{3+} и Ga (Ito a. Frondel, 1967). К. Фрондел (Frondel, 1970) описал природный псевдобрукит $Fe^{3+}{}_2TiO_5$, найденный в горах Томас в штате Юта (США), содержащий 0,74% Sc_2O_3, а в 1971 г. Ж. Ито (Ito, 1971) синтезировал скандиевый псевдобрукит Sc_2TiO_5, причем была получена полная серия твердых растворов между Sc_2TiO_5 и псевдобрукитом Fe_2TiO_5.

Таким образом, многие данные свидетельствуют о том, что вхождение Sc в кристаллическую решетку ряда минералов определяется его близостью также с Fe^{3+}, на что и обращает внимание К. Фрондел (Frondel, 1968), рассматривая вопросы кристаллохимии Sc. Интересно отметить, что различные исследователи давали разные объяснения закономерностей распределения Sc между минералами. Так, Гольдшмидт считал ведущим фактором величину ионных радиусов и зарядов. Де-Вор (De Vore, 1955 б) большое значение в распределении рассеянных элементов придавал адсорбции и силе поляризации. Он высказал предположение о параллельной связи между возрастающей поляризуемостью ионов кислорода в минерале и возрастающей силой поляризации катионов. Слабо поляризуемые анионы, которые ассоциируют, например, с Mn, Y, Sc, имеют тенденцию фиксироваться на поверхностях кристалла, которые контролируются катионами высокой силы поляризации, как например Fe, Al, Ti. С этой точки зрения предпочтительное вхождение Sc, например, в решетку амфибола сравнительно с биотитом объясняется тем, что вследствие особенностей кристаллической структуры минералов Sc, как катион со слабой силой поляризации, адсорбируется на кристаллографических поверхностях амфибола более легко, чем в биотите; в то же время в биотите предпочтительно адсорбируются высокополяризующие катионы (например, Ti, Cr, Ni). Мерой силы поляризации катионов является потенциал ионизации.

А. Рингвуд (Ringwood, 1955) большое значение придает электроотрицательности элементов. Согласно его представлению из двух ионов сходных зарядов и радиусов предпочтительно вхождение элемента с более низким значением электроотрицательности. По А. Рингвуду (Ringwood, 1955) при рассеянии Sc в Fe — Mg минералах магматических пород он входит в них не за счет Mg, а за счет Fe^{2+} в связи с тем, что у Sc больше, чем у Mg значение электроотрицательности (Sc — 1,30; Mg — 1,20; Fe^{2+} — 1,65).

В. В. Щербина (1959) объясняет неодинаковое содержание Sc в парагенетических ассоциациях силикатных минералов изменением величины свободной энергии при вхождении иона Sc в кристаллические решетки силикатов. Р. Бернс и В. Файф (Burns a. Fyfe, 1967) показали, что обычно в разной степени действуют одновременно несколько правил и лишь в простых случаях распределение элементов регулируется каким-либо одним фактором.

Р. Бернс, Р. Кларк и В. Файф (1964) рассмотрели распределение переходных металлов с точки зрения теории кристаллического поля. Ими было высказано положение, согласно которому катионы, имеющие наименьшую устойчивость в существующей структуре минерала или приобретающие дополнительную стабильность в новой, будут входить первыми в новообразующийся минерал. Этим объясняется, например, понижение содержания Sc в биотите и гранате с повышением степени метаморфизма. В процессе прогрессивного метаморфизма происходит последовательное замещение биотита гранатом, скандий в решетке биотита теряет устойчивость и начинает входить в новообразующую структуру граната. С дальнейшим повышением степени метаморфизма состав граната меняется, и Sc распределяется в решетках других образующихся минералов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ РУДОНОСНЫХ АЛЬБИТИТОВ ДОКЕМБРИЯ

С натриевым щелочным метасоматозом в докембрии связаны крупные месторождения многих редких металлов: бериллия, редких земель, ниобия, циркония (Тугаринов, Павленко и др., 1963; Сердюченко и др.,

1967; Беус, 1968; Кушев, 1972; Субботин и Ганзеева, 1970). Поэтому проблема рудоносности процесса альбитизации, его металлогенической специализации, приводящей в определенных условиях к концентрации перечисленных выше оксифильных металлов, имеет не только научное, но и практическое значение.

Для выявления наиболее существенных геохимических связей, по собственным и литературным данным, мы можем сопоставить три группы альбититов, сопровождающиеся собственно урановой, редкоземельно-радиоактивной и редкоземельно-бериллиевой минерализацией.

Участки интенсивного проявления щелочного метасоматоза как уранового, так и редкометального, приурочены к зонам крупных тектонических нарушений глубинного заложения. Процесс щелочного метасоматоза во всех случаях происходил после завершения регионального метаморфизма и гранитизации на данном уровне глубинности. Изученные разновидности метасоматитов большей частью тяготеют к зонам экзоконтактов крупных гранитных массивов, сложенных, существенно калиевыми биотитовыми, аляскитовыми гранитами или гранитами — рапакиви. По возрасту метасоматиты докембрия достаточно близки между собой и соответствуют среднему — позднему протерозою с возрастным интервалом 1800—1500 млн. лет.

Урановосные метасоматиты относятся к наиболее древним образованиям (1800—1700 млн. лет) и приурочены к субмеридиональным зонам разломов глубокого заложения. Вмещающие породы, помимо гранитов, обычно представлены нижнепротерозойскими биотитовыми и амфибол-биотитовыми мигматитами и гнейсами. Все разновидности вмещающих пород альбитизированы. Среди метасоматитов выделяются апогранитные, апомигматитовые, апогнейсовые петрогенетические фации.

Повсеместно фиксируются признаки ранней микроклинизации, проявляющиеся во внешней зоне метасоматитов и достигающие максимума в промежуточной, обычно представленной альбит-микроклиновыми фациями. В подавляющем большинстве случаев в парагенезисе с микроклином присутствуют биотит, хлорит, серицит и эпидот. В отдельных случаях в парагенезисе с микроклином участвует более щелочная фаза — магнезиальный рибекит. Микроклинсодержащие ассоциации во внутренней зоне метасоматитов сменяются безмикроклиновыми, существенно альбитовыми фациями. Различаются кварцсодержащие и бескварцевые альбититы и в них две различные ассоциации темноцветных породообразующих минералов: одна с участием щелочных амфиболов и пироксенов из групп рибекита и эгирина; вторая, более поздняя и менее щелочная, представленная магнезиальным хлоритом и гематитом и нередко замещающая первую. Типичным породообразующим минералом урановосных фаций альбититов является кальцит.

Рудная урановая минерализация, представленная окислами, силикатами и титанатами урана, фиксируется во внутренней зоне метасоматитов, где пространственно тяготеет к эгирин-рибекитовым фациям альбититов.

Редкоземельно-урано-ториевые метасоматиты более молодые (абсолютный возраст 1700—1600 млн. лет). Они приурочены к экзоконтактовым участкам гранитов — рапакиви и лейкократовых гранитов среднепротерозойского возраста. Петрографическая зональность в основном та же, что и в первом случае, однако во внутренней зоне преобладают хлорит и эпидот; гораздо меньшим распространением пользуются эгирин и рибекит.

Рудная минерализация, представленная монацитом, ортитом, окислами урана и цирконом, фиксируется не только во внутренней альбитовой, но и в промежуточной зоне, обогащенной калишпатом. Чрезвычайно широким распространением пользуется апатит, нередко играющий роль породообразующего минерала.

Редкоземельно-бериллиевые метасоматиты — наиболее молодые (~1500 млн. лет), приурочены они к глыбовому поднятию кристаллического фундамента, сложенного верхнепротерозойскими эффузивными, интрузивными и метаморфическими породами. Древние эффузивно-осадочные и метаморфические породы, подвергшиеся гранитизации, в районе выхода образуют асимметричную антиклинальную складку субширотного простирания. Ядро складки сложено амфибол-биотитовыми микроклиновыми гранитами. Вдоль оси складки в гранитоидах на десятки километров прослежена мощная зона разломов, к центральной части которой приурочен дайковый пояс диабазов. Дайки представлены крутопадающими телами, простирающимися на сотни метров при мощности в несколько десятков метров. В отдельных дайковых телах вдоль субгоризонтальных нарушений наблюдаются щелочные метасоматиты, обогащенные редкоземельными элементами и бериллием. Они развиваются как по амфиболизированным диабазам, так и по вмещающим их микроклиновым гранитоидам.

Метасоматиты зональны. Периферические части тел представлены амфиболизированными диабазами, промежуточные зоны альбит-биотитовыми и Mg-рибекит-альбитовыми метасоматитами. Внутренняя (тыловая) зона сложена эгирин-рибекитовыми альбититами. Рудные минералы — бастнезит, бритолит и лейкофан — приурочены преимущественно к Mg-рибекит-эгириновым альбититам тыловой зоны, обогащенным кальцитом. Собственно урановые и ториевые минералы для подобных метасоматитов не характерны, но в составе ряда минералов радиоактивные элементы присутствуют в виде изоморфной примеси (монацит, ортит, циртолит и др.).

Бериллиеносные метасоматиты приурочены к крупной тектонической зоне, в пределах которой разнообразные интрузивные (габбро, плагиоклазиты, габбро-диориты, граниты) и осадочно-эффузивные породы претерпели динамометаморфическое и метасоматическое преобразование. Метасоматиты развиты преимущественно в гранитах. Последние под воздействием щелочного метасоматоза превратились в породы кварц-полевошпатового (микроклин-альбитового) состава.

Метасоматические тела обладают зональным строением. Периферические части тел представлены интенсивно окварцованными гранитами, промежуточные — сложены последовательно сменяющимися кварц-полевошпатовыми (в основном микроклиновыми), альбит-микроклиновыми метасоматитами и альбититами. В отличие от ранее описанных типов метасоматитов отчетливо развиты поздние процессы грейзенизации, приведшие к образованию кварц-сидерофиллитовых, мусковит-кварцевых слюдисто-полевошпатовых метасоматитов. Грейзенизация вдоль субширотных тектонических нарушений накладывается на участки с более ранней альбитизацией. Бериллиевая минерализация, представленная фенакитом и гентгельвином, тяготеет в основном к полевошпатовым зонам с переменным содержанием альбита и микроклина. В отличие от урановосных, в редкоземельно-бериллиевых альбититах в заметном количестве присутствует калий — от 3,6% (в зоне максимальной альбитизации) до 5% (в зоне микроклинизации). Для этих метасоматитов характерна акцессорная урановая (окислы, силикаты, вторичные гидроокислы) и силикатно-ториевая минерализация (торит, ортит). Непосредственной парагенетической связи урановых и ториевых минералов с бериллиевыми не отмечается.

В тесной взаимозависимости с минералогическими особенностями руд из исследованных групп альбититов находится их геохимическая характеристика (табл. 72).

Альбит — главный типоморфный породообразующий минерал. Содержание натрия во всех типах руд соответственно преобладает и, за одним исключением, не опускается ниже 5%. Калий почти отсутствует

Среднее содержание щелочных и летучих компонентов (в %), редких и рассеянных элементов (в г/т) в урановосных и редкометальных альбититах докембрия (по данным авторов, Л. В. Ганзеевой, С. В. Металиди, В. Ф. Лунько)

Рудная субформация альбититов	Урановосная		Редкоземельно-ураноториевая			Редкоземельно-бериллиевая	
Преобладающая минеральная фация альбититов	Хлорит-гематитовая	Эгирин-рибекитовая	Амфиболовая	Хлорит-эпидотовая		Рибекит-эгириновая	Биотитовая
Петрогенетическая фация	Апогранитная		Апомигматитовая	Апогранитная		Аподиабазовая	Апогранитная
Геохимический тип	Na-углекислый		Na-фосфорно-углекислый	Na-фосфорно-кислый	K-натриевый	Na-фтористо-углекислый	K-Na-фтористый
Ni	6,70	5,60	5,17	5,35	3,52	5,28	5,00
K	0,25	0,22	0,09	0,17	5,00	0,68	3,64
CO_2	4,60	0,95	1,00	0,20	0,21	1,60	0,12
F	0,08	0,05	0,16	—	0,05	0,82	0,51
P_2O_5	0,37	0,32	3,02	4,78	0,10	0,10	0,04
Li	29	15	20	11	18	1 240	206
Rb	18	18	18	18	160	50	3700
Be	4	8	4,5	1,5	2	1 940	3100
ΣTR	250	160	930	900	1300	21 000	1080
Zr	1230	209	1800	750	406	2 070	960
Th	19	13	140	128	120	27	45
Nb	30	30	30	30	30	287	205
Ta	3	3	3	3	3	3,3	24
Sn	24	7	5	6,7	5	13	170
Pb	130	260	70	45	35	42	590
V	90	217	37	70	40	107	—
Mo	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,7	23
As	716	230	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Au*	19	18,2	26	4,7	»	»	»

* Содержание золота приводится в $n \cdot 10^{-3}$ г/т.

в ураноносных альбититах (0,2%), а в остальных группах появляется лишь в апогранитных фациях, наследующих его от исходных пород.

Определяющее различие руд трех групп заложено в характере преобладающих летучих компонентов: для ураноносных альбититов характерна лишь углекислота, для редкоземельно-уран-ториевых, кроме того, фосфорный ангидрит, для редкоземельно-бериллиевых — фтор. Кальций в подвергшихся замещению толщах связывается в первом случае преимущественно в карбонатной форме (кальцит), во втором в фосфатной (апатит) или силикатной, в третьем — во фторидной (флюорит) или фтор-карбонатной форме. Парагенезис редкометальных минералов в каждом случае несет следы совместного присутствия в растворах натрия и определенных летучих компонентов или их сочетаний: редкоземельно-ториевые фосфаты и алюмосиликаты во втором случае (монацит, ортит), и фторкарбонаты и силикофосфаты (бастнезит, бритолит) в третьем, щелочно-фтористые амфиболы в ураноносных и редкоземельных фациях, щелочно-фтористый бериллиевый минерал лейкофан и др. Четкое соответствие геохимического типа альбититов их рудной субформации ($U — CO_2$; Th, U, $TR — P_2O_5$, CO_2; Be, $TR — F$, P_2O_5, CO_2) позволяет говорить о геохимической миграционной природе различий в характере оруденения и связывать их с различной подвижностью и устойчивостью соответствующих щелочных (калиевых и натриевых) карбонатных, фосфористых, фтористых комплексных соединений радиоактивных и редких металлов в минералообразующих растворах.

Второстепенные металлогенические особенности каждого типа альбититов также вполне определенны (см. табл. 72).

Натрово-углекислый ураноносный тип альбититов характеризуется низкими, околокларковыми содержаниями в рудах всех оксифильных элементов, кроме циркония. Отсутствие тория и редких земель однозначно свидетельствует об отделении и миграции урана в натрово-карбонатных растворах в окисленном состоянии. Вместе с тем, в нем определенно повышено содержание золота, проявляющего здесь свои сидерофильные свойства, а также мышьяка. Особенно повышено содержание золота в рибекитах (до $4 \cdot 10^{-5}\%$); на порядок меньше — в акцессорных сульфидах: пирите и галените ($4—6 \cdot 10^{-6}\%$).

Щелочно-фосфорно-углекислые метасоматиты, кроме урана и циркония, обогащены торием и редкими землями цериевой группы. Концентрация тория и редких земель сохраняется в альбититах и в отсутствии больших количеств углекислоты, а в апогранитных хлорит-эпидот-калишпатовых фациях — и фосфора.

Щелочно-фтористые редкометальные метасоматиты резко обогащены литием, бериллием, ниобием; апогранитные фации — также оловом, свинцом, молибденом. Аподиабазовые щелочные углекисло-фтористые метасоматиты, кроме того, особенно обогащены цериевыми лантаноидами.

Таким образом, все основные металлогенические особенности изученных групп щелочных метасоматитов докембрия тесно коррелируются анионным составом минералообразующих растворов, влияющим на мобилизующую, транспортирующую и концентрирующую металлы функцию. Единственное своеобразие, которое вносит в двух последних группах катионное различие (накопление вместе с натрием калия), состоит в синхронном обогащении их рубидием, что для чисто натровых щелочных метасоматитов не характерно.

Общая геохимическая особенность почти всех ураноносных и редкометальных щелочных метасоматитов докембрия — их повышенная цериеносность (Минеев и др., 1973) — соответствует постгранитизационной природе этих образований, так как докембрийская гранитизация всегда сопровождается относительным обогащением лейкократовых продуктов наиболее легкими лантаноидами (Розанов, Минеев, 1973). Существен-

ное накопление тяжелых лантаноидов в основном характерно для послемагматических щелочно-фтористых метасоматитов более поздних эпох (Минеев, 1968).

Приведенный материал свидетельствует об эволюции во времени и пространстве состава докембрийских щелочных метасоматитов: от более древних и глубинных щелочно-карбонатных и ураноносных — к более молодым и менее глубинным щелочно-фтористым и редкометальным.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ОБЩНОСТЬ ДРЕВНИХ ФОСФОРИТОВ И ОСАДОЧНЫХ РУД ТРИАДЫ ЭЛЕМЕНТОВ

В древних фосфоритоносных бассейнах, помимо фосфоритов, часто встречаются залежи руд триады элементов — марганца, железа, алюминия. Залежи эти, как и фосфоритовые, нередко весьма велики. Ассоциация фосфоритов с марганцем выступает наиболее очевидно. Она наблюдалась Г. И. Бушинским на фосфоритовых месторождениях КНР как в виде пачек, состоящих из фосфоритов и карбонатных руд марганца, так и своеобразных пород, в которых тонко перемежаются прослоечки существенно фосфатного состава и родохрозита.

В Восточном Саяне в основной фосфоритоносной пачке недавно открытого Ухагольского месторождения фосфоритов обнаружен метровый невыдержанный горизонт фосфатсодержащих доломит-родохрозитовых пород с 19—20% окиси марганца. Вместе с тем в рудных телах месторождений марганца стали находить фосфориты: Усинское месторождение в Кузнецком Алатау; марганцево-рудные формации аппалачского типа в Аппалачах и в Скалистых горах (США).

Ассоциация с железом также вполне отчетливая. Следует отметить, что основная докембрийская железорудная формация (джеспилитовая) в целом является значительно более древней по сравнению с рассматриваемой позднерифейско-раннекембрийской эпохой. В то же время, джеспилиты или очень близкие к ним породы встречаются в рифейских и даже нижнекембрийских отложениях. Интересно, что древние дорифейские джеспилиты, как и сами железные руды, с ними связанные, являются очень слабо фосфористыми либо вовсе лишенными фосфора.

В рифейских и нижнекембрийских джеспилитах содержание фосфорного ангидрида иногда достигает несколько процентов. Для многих районов, в частности Хингана и Приморья, фосфориты и джеспилиты или железистые кварциты установлены на одном стратиграфическом уровне.

Ассоциация с алюминием проявляется, с одной стороны, в виде своеобразных алюмофосфатных пород (например, в районе Рам Джангл в Северной Австралии), а с другой — в том, что бокситы и фосфориты встречаются на весьма близких стратиграфических уровнях. Многочисленные примеры такого явления известны теперь в Южной Сибири, в связи с широкими поисками бокситов.

Можно было бы привести много других примеров тесной ассоциации древних фосфоритов с рудами триады. Представление о конкретных пространственных и временных взаимоотношениях фосфоритов и руд триады дают, в частности, исследования П. Л. Безруковым железисто-марганцевого горизонта, залегающего в кровле продуктивной чулактауской свиты Каратауского фосфоритоносного бассейна. Вкрест простирания бассейна от Джанытасского месторождения фосфоритов к Беркутинскому, т. е. от высокопродуктивных участков к низкопродуктивным, отмечается увеличение мощности марганцевых руд и содержания в них марганца. Таким образом, очевидно пространственное разобщение фосфоритов и руд марганца. Но эта картина не поддается однозначной палеогеографической интерпретации, поскольку в Каратау наблюде-

нию доступна лишь некоторая часть бассейна в основном скрытого под более молодыми осадками.

Благоприятным объектом для изучения является Хубсугульский фосфоритоносный бассейн в Монгольской Народной Республике, так как в нем с двух сторон верхнерифейские фосфоритоносные толщи окаймляются более древними породами. Последние, как показывают региональные геологические исследования, и в период фосфатонакопления выступали по обоим бортам бассейна в виде участков низменной выравненной суши. Это дает возможность, с известным допущением, судить о палеоочертаниях бассейна по его современной конфигурации. Фосфоритоносные толщи Хубсугульского фосфоритоносного бассейна являются наиболее верхним членом стратиграфического разреза района и не перекрываются более молодыми отложениями.

Фосфоритоносная пачка выходит на поверхность вдоль обоих бортов бассейна — западного и восточного, погружаясь по направлению к осевой его зоне. По восточному борту был обнаружен участок, в котором благодаря серии складок второго порядка, фосфоритоносная пачка многократно выходит на поверхность. Это дало возможность проследить ее в поперечном профиле шириной около 20 км.

В наиболее восточной части профиля, приближенной к предполагаемому борту бассейна, в составе фосфоритоносной пачки имеется несколько пластов фосфоритов мощностью до 10—15 м, каждый с содержанием фосфорного ангидрида до 25—27%. К западу пласты фосфоритов утоньшаются, количество их уменьшается, продуктивность пачки снижается сначала в 2—3, а затем в 10—15 раз. В зоне выклинивания встречаются лишь отдельные маломощные и невыдержанные залежи убогих фосфатсодержащих доломитов. Но еще до зоны выклинивания, в пределах фосфоритовой залежи, иногда появляются горизонты карбонатных марганцевых руд, содержащих фосфат.

Далее по профилю фосфоритовая залежь замещается карбонатными рудами марганца и кремнистыми сланцами. В целом, зоны накопления фосфора и марганца пространственно разобщены, хотя имеется промежуточная зона смещения, в которой, однако, и фосфор, и марганец образуют лишь незначительные скопления.

В промежуточной зоне встречаются также алюмо-железистые породы, аллиты и убогие бокситы с содержанием глинозема до 35—40%. Но чаще здесь наблюдаются своеобразные смешанные породы, содержащие железо, алюминий, марганец, кремний. Минералогический состав этих пород не выяснен. Содержание алюминия и марганца связано обратной корреляционной зависимостью. Величина отношения глинозема к кремнезему широко варьирует, не превышая 1,5. Прочие соотношения могут быть самыми разнообразными.

Рассмотренный фациальный профиль с большой степенью вероятности можно дополнить данными по другим участкам бассейна, где на том же стратиграфическом уровне встречаются залежи железных руд и бокситов. Железные руды, состоящие почти нацело из окисного железа и кремнезема, располагаются в осевой части бассейна. В Хубсугульском фосфоритоносном бассейне пока известны два таких месторождения. Таким образом, из рассмотрения продуктивной пачки видно, что рудные накопления фосфора и триады элементов находятся в одном и том же фациальном профиле и являются близкоодновременными образованиями, едиными в генетическом плане. В этот же фациальный профиль на севере Хубсугульского бассейна попадают бокситы Боксонского месторождения. В 1972 году геологами ГИГХС Б. Г. Гуревичем и Ю. И. Хмелевым под бокситоносной пачкой были обнаружены фосфоритовые залежи. Бокситы тяготеют к прибрежной части профиля, ассоциируя с характерными обломочными также прибрежными фосфоритами.

Чтобы оценить вероятный источник рудного вещества для формирования древних фосфоритов, сравним три бассейна, по которым имеются сопоставимые данные — Каратауский, Хубсугульский и Берк Ривер в Северной Австралии. Эти бассейны родственны в одном очень важном отношении: фосфориты в них заключены в нижних частях мощных карбонатных серий, подстилаемых терригенными. На других уровнях такие же карбонатные породы не содержат не только рудных, но и вообще сколько-нибудь повышенных концентраций рассматриваемых элементов. Такой однородный карбонатный фон очень благоприятен для выяснения природы рудного процесса и сопутствующих ему явлений.

В Хубсугульском фосфоритоносном бассейне обращают на себя внимание два явления, явственно выступающие на фоне карбонатной седиментации: обогащение карбонатных пород, соседних по разрезу с продуктивной пачкой, терригенной примесью кварца и появление характерной подфосфатной терригенной красноцветной пачки. В рассмотренном фациальном профиле подфосфатная пачка обнаруживает сходное поведение с самой фосфоритоносной; она развита наиболее полно в тех же участках, где фосфоритоносная наиболее продуктивна; обе пачки выклиниваются одновременно по мере удаления от берега бассейна. Подфосфатная пачка непосредственно подстилает нижний горизонт фосфоритов и состоит из пород типа тонких кварцевых алевролитов, сцементированных доломитовым цементом, окрашенным окислами железа. В цементе изобилуют мелкие обломки фосфата. Характерно, что эти кварцево-карбонатные породы обнаруживают высокое содержание элементов триады, минералогическая форма которых еще не изучена. Таким образом, вынос в бассейн седиментации элементов триады начался одновременно с поступлением кварцевого обломочного материала, т. е. принос рудного вещества происходил с суши.

Остается теперь решить, какие же породы на суше могли быть источниками рудных залежей. Однородный карбонатный фон при полном отсутствии в нем всех рассматриваемых компонентов и узкая стратиграфическая приуроченность руд позволяют думать, что исходный материал (с высокой концентрацией поступавший в бассейн интересующих нас элементов) сносился с суши и фиксировался в продуктивной пачке. Таким материалом могли быть лишь образования типа кор выветривания, обогащенные фосфором, железом, алюминием, марганцем, а не такие породы, как граниты, гнейсы, амфиболиты или песчаники. На начальной стадии разрушения кор выветривания в процессе механического переноса, вероятно, возникла подфосфатная пачка, а на более зрелой — сама продуктивная пачка.

Ассоциация фосфоритов с рудами триады элементов, в том виде как она проявляется для древней эпохи фосфатонакопления, не повторяется в более молодых отложениях. Образование древних фосфоритов вряд ли можно объяснить концентрацией фосфора организмами, поскольку так называемый биологический взрыв во времени отвечает уже угасанию древнего фосфатнакопления. Обнаруживая сравнительно высокую концентрацию органического углерода, древние фосфориты в то же время либо лишены, либо обеднены остатками организмов или продуктов их жизнедеятельности, по сравнению с соседними по разрезу слоями карбонатных пород, содержащими такие остатки в изобилии. Можно предполагать, что в окислительной обстановке, существовавшей в карбонатных илах, органическое вещество полностью окислялось и выносилось из осадка. В фосфатных илах, вероятно, в силу восстановительной обстановки, условия для консервации органического вещества были более благоприятными. В целом имеющиеся данные говорят в пользу того, что биомасса в эпоху фосфатонакопления не была большей, чем до или после этого времени. В сложении самих древних фосфори-

тов также не наблюдается каких-либо признаков, которые можно было бы связывать с организмами.

Образование древних фосфоритов нельзя объяснить и путем замещения кальцита или доломита фосфатом из растворов. Конкретных следов подобных процессов не наблюдается, в то время как обратные процессы — замещение и вынос фосфата агрессивными карбонатными водами — выражены очень отчетливо. В целом, имеющиеся данные свидетельствуют об обычной хемогенной природе как фосфоритов, так и железных и марганцевых руд.

Но хемогенное осаждение столь крупных масс фосфата, какие сосредоточены в древних фосфоритоносных бассейнах, представляется нереальным, если полагать, что концентрация растворенного фосфата в водах древних морей была столь же ничтожной, как в современных морях. Следует допустить, что в древних морях или в их заливах, отвечающих фосфоритоносным бассейнам, количество растворенного фосфата было значительно большим. Высокая концентрация фосфата, вероятно, могла быть достигнута в среде, значительно более кислой, чем современная. Такая среда интенсифицировала выветривание и обеспечивала высокие концентрации ряда элементов в растворах. Пути и способы миграции фосфора и элементов триады различны, что и определило характер размещения их руд в генетически едином фациальном профиле.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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. Тез. докл. Фрунзе, «Илим», 1968, с. 411—414.

Аланов А. Литология нижнемеловых отложений восточной Туркмении и перспективы нефтегазоносности. М., «Недра», 1968, с. 1—178.

Алешин С. М., Другова Г. М., Карпов И. И. Химический состав метапелитов как геотермометр. — «ДАН СССР», 1968, т. 181, № 1, с. 204—207.

Алкснэ А. Э., Ревенко Э. А. О направлении поисков нефти в рифейских отложениях Волго-Уральской области. — «Изв. ВУЗ, Нефть и газ», 1969, № 5, с. 11—14.

Альтовский М. Е., Кузнецова З. И., Швец В. М. Образование нефти и формирование ее залежей. Гостоптехиздат, 1958, с. 254.

Анатольева А. И. Домезозойские красноцветные формации. М., «Наука», 1972, с. 1—346.

Андреев С. Н., Смирнова М. Ф. К вопросу о состоянии молекул воды в гидратных оболочках ионов. — «Журн. физ. химии», 1972, т. 46, № 7, с. 1793—1795.

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.

Арсеньева Г. П., Яшин Д. С. Коллекторские свойства верхнепротерозойских и нижнекембрийских (алданский ярус) пород на восточном склоне Анабарской антеклизы. — «Уч. зап. НИИГА, сер. Региональная геология», 1970, вып. 18, с. 80—85.

Архипенкова А. Я. Эклогиты д. Шубино (Южный Урал) и возможности их практического использования. — В кн.: «Минеральное сырье», 1965, вып. 15, с. 183—192.

Байбулатов Э. Б. Ачикташское серноколчеданное месторождение и его генезис. Фрунзе, Изд-во АН Кирг. ССР, 1964, с. 195.

Байбулатов Э. Б., Павлов Н. Ф. Особенности формирования Барскаунского колчеданно-полиметаллического месторождения в Северном Тянь-Шане. В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1964, с. 3—24.

Бакиров А. А., Мстиславская Л. П., Рожков Э. Л. Палеотектонические условия формирования и размещения крупнейших зон нефтегазонакопления в Волго-Уральской и Западно-Сибирской нефтегазоносных провинций. — В кн.: Губкинские чтения. М., «Недра», 1972, с. 322—342.

Балашов Ю. В., Кременецкий А. А., Швец В. М. Геохимические критерии природы докембрийских амфиболитов. — «Геохимия», 1972, № 11, с. 1358—1371.

Банно Ш., Матсуи И. Упорядочение силикатных твердых растворов при внутрикристаллическом обменном равновесии. М., «Наука», 1969, с. 5—11.

Баранов Ю. Е. Редкие элементы в угленосных формациях. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М., «Наука», 1966, с. 75—84.

Безбородько Н. И. Змеевиковый пояс, его хромистые руды и прилегающие породы в Майкопском отделе Кубанской области (Северный Кавказ). — «Изв. Донск. политехн. ин-та», 1913, т. 2, отд. 2, с. 32—41.

Белевцев Я. Н. Главнейшие проблемы эндогенного рудообразования. — «Геол. журн. АН УССР», 1969, т. 29, № 2, с. 3—11.

Белобородова Г. В., Давыдов Ю. Г., Казанский Ю. П. и др. О возможности химического осаждения доломита из морских вод рифейской эры. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1972, № 4, с. 152—155.

Белов Н. В. Геохимические аккумуляторы. — Тр. ин-та кристаллографии, 1952, вып. 7, с. 5—21.

Белов Н. В., Лебедев В. И. Источник энергии геохимических процессов. — «Природа», 1967, № 5, с. 15—21.

Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.—Л., «Наука», 1963, с. 321.

Бернс Р. Д., Кларк Р. Х., Файф В. С. Теория кристаллического поля и не-

которые ее геохимические приложения. — В кн.: Химия земной коры, т. II. М., «Наука», 1964, с. 88—106.

Бернстейн А. Справочник статистических решений. М. «Статистика», 1968, с. 162.

Беус А. А. Альбититовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 303—377.

Беус А. А., Григорян С. В. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М., «Недра», 1965, с. 120.

Билибина М. В., Богданов Ю. В., Ожинский И. С. Об урановом оруденении осадочно-метаморфического типа в докембрийских мраморах и скарноподобных породах.— «Зап. ВМО», 1959, вып. 4, с. 15—27.

Блох А. М. О рудообразующей роли гидроксильной воды. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1969, № 11, с. 69—79.

Блох А. М. О соответствии свойств связанной воды минеральных систем и воды при повышенных температурах. — «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 5, с. 120—130.

Блох А. М. Модели структуры воды. — В кн.: Значение особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций, вып. 2. М., 1971, с. 15—34.

Блох А. М. Связанная вода минеральных систем и роль вмещающих толщ, как генераторов природных растворов. — Автореф. докт. дис. М., 1972, с. 32.

Богданов Ю. В., Голубчина М. Н. Изотопный состав сульфидной серы стратифицированных месторождений меди Олекмо-Витимской горной страны. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 3, с. 26—39.

Богданов Ю. В., Кочин Г. Г., Кутырев Э. И. и др. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л., «Недра», 1966, с. 386.

Богданович К. И. Рудные месторождения. СПб, том 1, 1913, с. 475, том 2, 1913, с. 462.

Богоров В. Г. О количестве вещества в живых организмах Мирового Океана. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971, с. 12—15.

Божко Н. А. Региональная нефтеносность отложений верхнего протерозоя. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1970, т. 45, № 4, с. 166—167.

Бойко В. Л., Макухина А. А., Терец Г. Я. Метаморфические осадочно-вулканогенные формации Базавлукского синклинория. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965, с. 75—81.

Бойко Т. Ф. Озеро Сёрлз и его литиеносные и вольфрамоносные рассолы. — «Тр. ИМГРЭ». 1963, вып. 17, с. 47—66.

Бойко Т. Ф., Клевенская Н. Е. О некоторых условиях формирования промышленных россыпей тантало-ниобатов. Редкие элементы. Сырье и экономика, вып. 2. М., 1970, с. 56—81.

Большев Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики. М., «Наука», 1965, с. 464.

Бондаренко В. Н. Статистические решения некоторых задач геологии. М., «Недра», 1970, с. 246.

Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Об эулизитах района озера Чудзьявр (Кольский полуостров). — «Зап. ВМО», 1961, ч. 90, вып. 4, с. 35—41.

Бордовский О. К. Роль климатического фактора в накоплении органического вещества в океанических осадках. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. — М., «Наука», 1971, с. 104—119.

Борисенко Е. Н., Борисенко Л. Ф. Волконскоит из красноцветов Прикамья. — «Тр. минерал. музея им. А. Е. Ферсмана», 1962, вып. 13, с. 35—43.

Борисенко Л. Ф. Скандий. Основные черты геохимии минералогии, генетические типы месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 251.

Борисенко Л. Ф. О характере геохимических связей Sc, Mg, Fe, TR в эндогенных образованиях. — «Геохимия»,1970, № 7, с. 26—37.

Борисенко Л. Ф., Журавлев Л. Г., Сосновская Л. И. О коррелятивной связи среднего содержания скандия и некоторых породообразующих элементов в интрузивных породах.— «Дан СССР», 1961, т. 138, № 1, с. 1158—1164.

Борисов П. А. Карельские шунгиты. Петрозаводск, 1956, с. 165.

Борисова С. Л. Изотопный состав кислорода как показатель первичной природы амфиболитов. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973а, с. 233—235.

Борисова С. Л. О региональном характере изменения изотопного состава кислорода метаморфических пород комплекса Кейв (Кольский полуостров). — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973б, с. 257—260.

Борщевский Ю. А., Амосова Х. Б., Борисова С. Л. и др. Новый метод выделения элементов из минералов для изотопного анализа. — «ДАН СССР», 1971, т. 196, № 5, с. 1203—1207.

Браун А. Уран в чаттанугских сланцах восточного Теннесси. — Мат-лы межд. конф. по мирн. использ. атом. энергии, т. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 511—516.

Будников П. П., Рояк С. М., Локотникова Л. Я. и др. О составе и устойчивости гидросиликатов кальция в условиях гидротермальной обработки при 700 атм и 200° С. — «Дан СССР», 1960, т. 134, № 3, с. 591—594.

Бурков В. В. Коры выветривания и осадочные редкометальные месторождения. — «Научн. собрания ИМГРЭ», 1969, вып. 4, с. 43—50.

Бурков В. В., Бойко Т. Ф., Пятнов В. И. и др. Коры выветривания и россыпи — перспективный сырьевой источник тантала. — В кн.: Коры выветривания Урала. Саратов, изд. Сарат. гос. ун-та, 1969, с. 58—65.

Бурков В. В., Подпорина Е. К. Стронций. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 350.

Бурков В. В., Подпорина Е. К. Некоторые особенности геохимии редких элементов в корах выветривания. — «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 4, с. 25—75.

Бурков В. В., Потемкин К. В., Пятнов В. И. Основные генетические типы экзогенных месторождений тантала. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. 2. М., «Наука», 1970, с. 75—81.

Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. — «Тр. ГИН АН СССР», 1966, вып. 149, с. 195.

Вальтер А. А. Эвлизит из Мариупольского месторождения. — «ДАН СССР», 1969, т. 187, № 2, с. 410—413.

Васильева В. И., Черноморский М. А. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. — Тр. Всес. симпоз., т. II. Новосибирск, 1972, с. 135—140.

Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1967, № 11, с. 135—156.

Вассоевич Н. Б. Проблема нефтеносности древнейших отложений. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1970, т. XLV, вып. 4, с. 66—79, с. 11.

Вассоевич Н. Б. Представление И. М. Губкина о стадийности нефтеобразования. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1971, № 12, с. 120—127.

Вассоевич Н. Б., Амосов Г. А. Геологические и геохимические улики образования нефти за счет живого вещества. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 5—22.

Вассоевич Н. Б., Высоцкий И. В., Егоров В. А. и др. Геолого-геохимические обоснования перспектив нефтегазоносности Московской синеклизы. — «ВНИИОЭНГ, сер. нефтегаз. геол. и геофиз.». М., 1972, с. 1—71.

Вассоевич Н. Б., Высоцкий И. В., Соколов Б. А. и др. К проблеме нефтегазоносности позднекембрийских отложений. — «Сов. геология», 1970, № 4, с. 66—79.

Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И., Гербер М. И. и др. Особенности катагенеза рассеянного ОВ в бедных коллекторами глинистых толщах. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1973, № 4, с. 116—124.

Вассоевич Н. Б., Успенский В. А. Геология нефти. — В кн.: Спутник полевого геолога-нефтяника. Л., Гостоптехиздат, 1954, с. 152—295.

Вебер В. В. Фации отложений, благоприятные для образования нефтей. М., «Недра», 1966, с. 267.

Великославинский Д. А. Изменение химического состава метапелитов мамской серии Северо-Байкальского нагорья с увеличением степени регионального метаморфизма. — В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. «Тр. ЛАГЕД АН СССР», М., «Наука», 1966, с. 3—24.

Великославинский Д. А., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. Зональность прогрессивного метаморфизма и металлогеническая специализация метаморфических зон. — Докл. сов. геол. на XXIII сес. МГК, М., «Наука», 1968, с. 195—211.

Великославинский Д. А., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. Проблемы металлогении докембрия. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970, с. 156—165.

Вернадский В. И. Биохимические очерки 1922—1932. М., Изд-во АН СССР, 1940, с. 198—210.

Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., «Наука», 1965, с. 363.

Виар Л., Сабатье Г. Экспериментальное воспроизведение глин и офитов кейпера. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 1, М., 1969, с. 136—143.

Виндюков П. М., Кутаков К. В. и др. Исследование распределений естественного подвижного гелия для санитарной охраны и контроля рационального использования подземных вод. — «Гигиена и санитария», 1973, № 6, с. 81—84.

Виноградов А. П. Распределение элементов по основным типам пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 2, с. 555—571.

Виноградов А. П., Манская С. М., Дроздова Т. В. Геохимия органического вещества. М., «Наука», 1964а, с. 5—9.

Виноградов А. П. Газовый режим Земли. — В кн.: Химия земной коры, т. 2. М., «Наука», 1964б, с. 5—21.

Виноградов А. П., Ронов А. Б. Эволюции химического состава глин Русской платформы. — «Геохимия», 1956, № 2, с. 3—18.

Виноградов А. П., Ронов А. Б., Ратынский В. М. Эволюция химического состава карбонатных пород. — В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 104—124.

Виноградов В. И. Историзм в геохимии в свете данных по изотопному составу серы. — В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов (Развитие идей А. А. Саукова). М., «Наука», 1973, с. 359.

Виноградов В. И., Иванов И. Б., Лицарев М. А. и др. О возрасте кислородной атмосферы Земли. — «ДАН СССР», 1969, т. 188, № 5, с. 1144—1147.

Виноградов В. И., Лицарев М. А. Изотопный состав серы и некоторые особенности образования лазурита. — В кн.: Геохимия и минералогия серы. М., «Наука», 1972, с. 267—282.

Владимиров Л. Т. Термодинамические расчеты равновесия металлургических реакций. М., «Металлургия», 1970, с. 527.

Войцеховская А. Г. Изучение рассеянного органического вещества осадочных пород на основе петрографических и люминесцентно-петрографических методов исследования. — В кн.: Новые методы изучения рассеянного органического вещества. Л., 1971, с. 21—32.

Вологдин А. Г. Остатки организмов из шунгитов докембрия Карелии. — «ДАН СССР», 1970, т. 193, № 5, с. 1163—1166.

Вологдин А. Г., Сергиенко И. З., Егоров И. А. и др. Открытие аминокислот и сахаров в породах докембрия Карелии. — «ДАН СССР», 1970, с. 191, № 5, с. 565—568.

Вольский А. Н., Сергиевская Е. М. Теория металлургических процессов. М., «Металлургия», 1968, с. 343.

Волынец В. Ф. Содержание, формы нахождения и изотопный состав азота в породах и минералах. Автореф. дис. М., 1972, с. 25.

Волынец В. Ф., Задорожный И. К., Флоренский К. П. Об изотопном составе азота в земной коре. — «Геохимия», 1967, № 5, с. 587—593.

Воробьева О. А. Оливин. — «Петрография СССР», сер. V, вып. 1. М.—Л., Изд. АН СССР, 1938, с. 261.

Воронов А. Н., Вишнякова Г. И. Закономерности распределения азота в подземных флюидах Русской платформы. — «Сов. геология», 1970, № 2, с. 50—59.

Галдобина Л. П., Горлов В. И. Литогенез среднепротерозойских вулканогенно-осадочных толщ Карелии. — В кн.: Всес. семинар по вулканогенно-осадочному литогенезу. Тез. докл. Петрозаводск, 1972, с. 59—61.

Галдобина Л. П., Горлов В. И., Громова З. Г. К геологии верхнего ятулия-суйсария района Заонежского полуострова. — В кн.: Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск, Изд-во «Карелия», 1972, с. 134—144.

Галдобина Л. П., Горлов В. И., Подкопаев В. А. Литолого-стратиграфическая характеристика образований верхнего ятулия Заонежского полуострова (Заонежская свита). — Тез. докл. геол. межобл. конф. по пробл. «Геолог. и пол. ископ. Карелии». Петрозаводск, 1971, с. 25—26.

Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М., «Недра», 1973, с. 384.

Галимов Э. М., Прохоров В. С., Кузнецова Н. Г. О составе древней атмосферы по изотопному составу углерода карбонатов.— «Геохимия», 1969, № 9, с. 1376—1381.

Галинкер И. С., Гавриш М. Л. Систематика растворимости электролитов для температурной области существования жидких водных растворов. — «Химическая технология», вып. 8, 1967, с. 3—14.

Ганоцкий В. И., Куцевол Л. И. Фаялит из Мариупольских железорудных месторождений. — «Изв. Днепропетр. горн. ин-та», 1971, т. 54, с. 79—80.

Гарань М. И. Геологический очерк Бакало-Саткинского района. — «Тр. Уральского НИИ», 1938, вып. 1, с. 125.

Гарань М. И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М.—Л., Госгеолиздат, 1946, с. 50.

Гарань М. И. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала. — «Тр. горн.-геол. ин-та УФ АН СССР», 1959, вып. 32, с. 24—31.

Гаррелс Р. С. Минеральные равновесия. М., ИЛ, 1962, с. 274.

Гегузин Я. Е. Дефекты в кристаллических телах. — В кн.: Наука и человечество, 1966. М., «Знание», 1966, с. 248—269.

Геншафт Ю. С., Наседкин В. В., Рябинин Ю. Н. и др. Поведение щелочного базальта при участии воды в условиях высоких давлений и температур. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1967, № 6, с. 18—35.

Геншафт Ю. С., Наседкин В. В., Рябинин Ю. Н. и др. Превращение меймечита при высоких давлениях и температурах. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1968, № 12, с. 31—41.

Геншафт Ю. С., Шейнманн Ю. М. Термодинамическая неустойчивость в верхней мантии океанов и некоторые возможные геологические следствия. — «Геотектоника», 1972, № 4, с. 35—38.

Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности — нефтяной базы СССР. Под ред. Н. Н. Ростовцева, А. А. Трофимука. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 265.

Гершойг Ю. Г. Особенности слоистости железистых пород Криворожья. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1965, № 8, с. 45—60.

Гецева Р. В., Дерягин А. А. О минералого-геохимических особенностях одного из осадочно-метаморфических месторождений урана. — В кн.: — Вопросы прикладной радиогеологии. М., Госатомиздат, 1963, с. 128—141.

Гинзбург А. И. К вопросу о взаимодействии вмещающих пород и гранитных пегматитов натро-литиевого типа. — «Тр. Мин. музея АН СССР», 1959, вып. 9, с. 53—58.

Глебовицкий В. А., Турченко С. И. Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. «Наука», 1970, с. 275—288.

Глуховский М. З. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олекмо-Витимской горной страны. — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 39—52.

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.

Головенок В. К. Среднепротерозойская кора химического выветривания в северной части Байкальской горной области. В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., «Наука», 1971, с. 43—56.

Гольданский В. И., Игнатович Т. Н., Косыгин М. Ю. и др. Поликонденсация аланина под действием ударных волн. — «ДАН СССР», 1972, т. 207, с. 218—221.

Горбачев О. В. К вопросу о геохимических критериях разделения пара- и ортоамфиболитов. — Тр. VII конфер. молодых исслед. ВИМСа, М., 1969, с. 107—119.

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. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 225—227.

Горнштейн Д. К. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Алданской антеклизы. М., «Наука», 1965, с. 81—92.

Горохов С. А., Петрова Н. И., Коваленко В. С. Экспериментальное изучение эволюции биогенного углерода при высоких температурах и высоких давлениях. — «ДАН СССР», 1973а, т. 209, № 1, с. 197—200.

Горохов С. С., Петрова Н. И., Коваленко В. С. Некоторые закономерности графитизации органического вещества при высоких давлениях и высоких температурах. III совещ. по физ. методам изучения минералов осадочных пород. Тез. докл. Александров, 1973б, с. 75—76.

Грибина И. А., Тарасевич Ю. И. Спектральное исследование взаимодействия тяжелой воды с каолинитом. — В кн.: Проблемы кристаллологии. Изд. МГУ, 1971, с. 25—30.

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. 9—77.

Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Фракционирование изотопов серы при высокотемпературном разложении сульфидов парами воды. — «Геохимия», 1967, № 9, с. 253—258.

Гриненко В. А., Мигдисов А. А., Ронов А. Б. Геохимия серы в осадочной оболочке и земной коре. I Межд. геохим. конгр. Докл., т. IV, кн. I. М., Изд. ВИНИТИ, 1973, с. 325—328.

Гриненко Л. Н. Закономерности распределения изотопов серы в сульфидных медно-никелевых месторождениях. Автореф. канд. дис. М., 1966, с. 24.

Гриненко Л. Н., Воинков Д. М., Ручкин Г. В. и др. Изотопный состав серы сульфидов серноколчеданных месторождений Карелии и некоторые вопросы их генезиса. — «Геология рудных месторождений», 1971, № 2, с. 32—38.

Гриненко Л. Н., Гриненко В. А., Ляхницкая И. В. Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. — «Геология рудных месторождений», 1967, № 4, с. 43—50.

Гуревич С. И., Казаринов Л. Н., Хмара Н. В. Древние редкометально-титановые россыпи, методы их поисков и оценки. М., «Недра», 1964, с. 254.

Гуржий Д. В. Литология моласс Предкарпатья. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 1—200.

Давиденко И. В., Макиевский С. И. Опыт применения математической статистики для выяснения протосостава метаморфических пород докембрия северо-востока Балтийского щита. Апатиты, 1969, с. 92—106.

Давиденко И. В., Макиевский С. И. Элементы методики для реконструкции протосостава и условий накопления глубокометаморфизованных осадочных докем-

брийских формаций Кольского полуострова. Апатиты, изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1970, с. 35—48.

Давиташвили Л. Ш. Эволюция условий накопления горючих ископаемых в связи с развитием органического мира. М., «Наука», 1971, с. 298.

Давыдченко А. Г. О физико-химической сущности процессов метаморфизма, ультраметаморфизма и их регрессивных этапов. — I Межд. геохим. конгр. Тез. докл., т. II, М., Изд. ВИНИТИ, 1971, с. 580—581.

Дагелайский В. Б., Крылова М. Д. Скандий в биотите как геотермометр. — «Геохимия», 1973, № 1, с. 58—63.

Данчев В. И., Лапинская Г. А. Некоторые вопросы геохимии бериллия в осадочных породах. — В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968, с. 53—60.

Даценко В. А., Мильштейн В. Е. Чернореченская толща и микрофитолиты в Игарском районе северо-запада Сибирской платформы. — «Уч. зап. Палеонтология и биостратиграфия», 1968, вып. 23, с. 5—19.

Дегенс Э. Т. Геохимия осадочных образований. М., «Мир», 1967, с. 299.

Дегенс Э. Т., Ройтер Дж. Х. Аналитические методы исследования в органической геохимии. — В кн.: Органическая химия, вып. I. М., «Недра», 1967, с. 3—32.

Делвич К. Круговорот азота. — В кн.: Биосфера. М., «Мир», 1972, с. 103—119.

Де ля Рош. Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательства их дометаморфической истории. I Межд. геохим. конгр. Докл., т. 3, кн. I. М., Изд. ВИНИТИ, 1972, с. 231—238.

Дерягин Б. В., Захаваева Н. Н., Лопатина А. М. Исследования фильтрации растворов электролитов в высокодисперсных порошках.— В кн.: Исследования в области поверхностных сил. Изд. АН СССР, 1961, с. 175—782.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969, с. 344.

Динисенко В. Е. О роли кислорода в процессах образования щелочных пород и руд Октябрьского (Восточное Приазовье) и Хибинского (Кольский полуостров) массивов. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 341—348.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 4, М., «Мир», 1966, с. 482.

Дмитриев Л. В. Серпентинизация океанических гипербазитов. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 153—160.

До Б., Тилтон Дж., Хопсон К. Изотопы свинца в полевых шпата из некоторых гранитоидных пород, связанных с региональным метаморфизмом. — В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., Атомиздат, 1969, с. 240—259.

Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Эклогиты метаморфических комплексов Казахстана, Тянь-Шаня, Южного Урала и их генезис. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., «Наука», 1970, с. 54—76.

Добрецов Н. Л., Лепезин Г. Г., Соболев В. С. и др. Принципы составления обзорных карт метаморфизма. —В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Тр. Всес. симпоз., т. I. Новосибирск, 1972, с. 8—18.

Домарев В. С. О метаморфогенном рудообразовании. — «Сов. геология», 1967, № 4, с. 6—17.

Доморацкий Н. А. Определение первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов. — Докл. сов. геол. на XXII сес. МГК, пробл. 16. Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., «Наука», 1964, с. 46—54.

Донцова Е. И. О некоторых закономерностях распределения изотопов кислорода в изверженных горных породах. — «Геохимия», 1966, № 4, с. 440—441.

Донцова Е. И. Изотопный обмен кислорода в процессах образования пород. — «Геохимия», 1970, № 8, с. 903—916.

Донцова Е. И., Миловский А. В. Изотопы кислорода в процессе гранитизации пород. — «Геохимия», 1967, № 6, с. 655—662.

Дроздова Т. В. Геохимические условия сохранности аминокислот и порфириновых структур в осадочных отложениях. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 468—473.

Дроздова Т. А., Блох А. М. Аминокислоты в костных остатках ископаемых позвоночных. — «Геохимия», 1966, № 6, с. 709—714.

Дружинин И. П. Циклический тип железорудных отложений Бакала (Южный Урал). — «ДАН СССР», 1971, т. 196, № 6, с. 1410—1413.

Дудыкина А. С. К геохимии скандия. — «Тр. ИГЕМ», 1960, вып. 46, с. 165—170.

Дэли Д. А., Мэнжер Дж. Е., Кларк С. П. Плотность пород. Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969, с. 543.

Дю-Тойт. Геология Южной Африки. М., ИЛ, 1957, с. 490.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 428.

Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 204.

Еремеев А. Н., Ершов А. Д., Яницкий И. Н. Некоторые аспекты гелиевой съемки при структурно-геологическом картировании и прогнозе эндогенного оруденe-

ния. — В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений, вып. 5. М., «Наука», 1971. (Тр. ИМГРЭ), с. 49—66.

Ермолаев Н. П., Жидикова А. П. Поведение урана в процессах прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма на примере западной части Алданского щита. — «Геохимия», 1966, № 8, с. 900—916.

Ефимов А. И. Закономерности распределения и образования пород эклогитовой формации Северного и Южного Казахстана. М., «Наука», 1964, с. 70—79.

Жариков В. А. Скарновые месторождения. М., «Наука», 1966, с. 220—302.

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.

Жук-Почекутов К. А. Новая химико-минералогическая классификация амфиболитов на основе нормативного метода чисел Ниггли. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 3. М., «Недра», 1971, с. 3—7.

Журавлева З. А. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфические значения. — «Тр. ГИН АН СССР», 1964, вып. 114, с. 158.

Завалишин М. А., Львова Н. А. Стратиграфия и геологическое строение северо-восточной части Мамского района. — «Тр. Гипрониислюда», 1954, вып. 1 (3), с. 4—72.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М., «Изд-во АН СССР», 1952, с. 386.

Закруткин В. В. Химизм и дометаморфическая природа основных чарнокитов. — I Межд. геохим. конгр. Тез. докл., т. II, М., Изд-во ВИНИТИ, 1971а, с. 158—160.

Закруткин В. В. О химизме гранитов-чарнокитов и их генезисе. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1971б, № 10, с. 39—47.

Закруткин В. В., Агарков Ю. В., Дудаков В. К. Цирконы, рутилы и апатиты из основных пород чарнокитовых серий. — В кн.: Минералого-петрографические исследования на Северном Кавказе. Ростов. Изд. Ростовского гос. ун-та, 1972, с. 23—24.

Захаревич К. В., Савельев А. А., Шулежко И. К. Слоистость и псевдослоистость метаморфических парапород. Хабаровск, 1972, с. 133—143.

Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966, с. 279.

Иванов Д. Н., Фаас А. В. О связи распределения скандия с типом вмещающих его пород. — «ДАН СССР», 1963, т. 149, № 1, с. 1158—1161.

Ильин А. В., Ратникова Г. И. О фосфоритах Хубсугульского бассейна. — «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 1, с. 63—75.

Ильина Н. С. Геология и генезис боксонских бокситов в Восточных Саянах. — В кн.: Бокситы и их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 63—70.

Иностранцев А. И. Новый крайний член в ряду аморфного углерода. — «Горный журнал», 1879, т. 2, кн. 5—6, с. 63—70.

Искюль В. И. Исследования в области конституции силикатов. Хлориты. — Тр. об-ва естествоиспыт.» Петроград, 1917, с. 25—31.

Кабанькова и др. Опорный разрез верхнекембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. — Сб. статей НИИГА. Л., 1968, с. 146.

Казаков Р. С. Новый тип баритового оруденения на Южном Урале. — «ДАН СССР», 1972, т. 206, № 4, с. 962—963.

Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., «Недра», 1972, с. 240.

Казаринов В. П., Бгатов В. И. Выветривание и литогенез. М., «Недра», 1969, с. 1455.

Калмурзаев К. Е., Успенский В. Н., Медведев Л. Д. и др. Органическое вещество в углеродисто-кремнисто-сланцевой формации кембрия Средней Азии. — «Изв. АН Кирг. ССР», 1972, № 3, с. 33—38.

Кальвин М. Химическая эволюция. М., «Мир», 1971, с. 236—240.

Каляев Г. И. Тектоника докембрийской Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка». 1965, с. 267—278.

Каныгин Л. И. Формационное положение и состав магнетитовых руд Мариупольского месторождения. — «Геол. журн. АН УССР», 1973, № 2, с. 43—51.

Каныгин Л. И., Кирикилица С. И., Левенштейн М. Л. и др. О перспективах выявления метаморфогенных месторождений марганца и фосфатов в докембрийских карбонатных толщах Приазовья. — «Геол. журн. АН УССР», 1969, № 4, с. 58—64.

Карасев И. П. Литолого-геохимическая характеристика пород южной части Сибирской платформы. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М., «Гостоптехиздат, 1959, с. 8—187.

Каргатьев В. А. Ангидрид в диопсидовых породах Центрально-Алданского района. «Минеральное сырье», 1970, вып. 22. Минералогия и петрография, с. 65—74.

Карпов И. К., Киселев А. И., Летников Ф. А. Химическая термодинамика в петрологии и геохимии. Иркутск, Изд. СО АН СССР, 1971, с. 385.

Касаточкин В. И., Ковров А. Г. Кинетика и механизм гомогенной графитизации углерода. — ДАН СССР, т. 117, 1957, № 5, с. 837—840.

Катанзаро И., Гаст П. Изотопный состав свинца полевых шпатов пегматитов. — В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., Атомиздат, 1969, с. 221—228.

Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. — «Тр. ВНИГРИ», 1959, вып. 143, с. 271.

Келлер Б. М. Флешевая формация палеозоя на Южном Урале. — «Тр. ИГИ», 1949, вып. 104, с. 164.

Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961, с. 299.

Кириллова И. В. К вопросу об установлении осадочных аналогов метаморфических комплексов по химическому составу. — «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 6, с. 132—135.

Киселев А. В., Лыгин В. И. Инфракрасные спектры поверхностных соединений и адсорбированных веществ. М., «Наука», 1972, с. 459.

Киселев В. В., Королев В. Г. Основные черты тектоники западной части Киргизского хребта. — В кн.: Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1964б, с. 15—34.

Кицул В. И. Ступени прогрессивного регионального метаморфизма карбонатных пород ладожской формации. — «Тр. ЛАГЕД АН СССР», 1960, вып. 9, с. 230—239.

Кицул В. И. Петрология карбонатных пород ладожской формации. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 170.

Кицул В. И. Последовательность реакций докарбонатизации и метаморфические ступени в карбонатных породах в свете новейших экспериментальных исследований и термодинамических расчетов. М., «Наука», 1973, с. 47—57.

Клевцова А. А. Строение и нефтегазоносность верхнекембрийского осадочного чехла центральных районов Русской платформы. — «Тр. ВНИГНИ», 1970, вып. 94, с. 30—41.

Клевцова А. А. Об основных чертах истории Русской платформы в рифее. — «Изв. ВУЗов. Геология и разведка», 1971, № 7, с. 28—34.

Кованько Н. Д., Ходанович Н. И. Протерозойские отложения зоны сочленения Русской платформы и Уральской геосинклинали, перспективы их нефтегазоносности. — «Сов. геология», 1970, № 9, с. 65—76.

Колосов П. Н. Стратиграфия и водоросли верхнедокембрийских отложений юго-западной Якутии и сопредельных районов. — Канд. дис. Якутск, 1972, с. 253.

Комар Вл. А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений Севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. «Тр. ГИН АН СССР», 1966, вып. 154, с. 122.

Конент К. Условия накопления чаттанугских сланцев. — Мат-лы Межд. конф. по мирн. использ. атом. энерг., т. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 506—510.

Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. — «Тр. ГИН АН СССР», вып. 121, М., «Наука», 1965, с. 312.

Конторович А. Э. Геохимия верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты. — «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 3, с. 60—67.

Коржинский Д. С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности. — «Тр. ЦНИГРИ», 1936, вып. 71, с. 60.

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. Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 184.

Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969, с. 78.

Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и послемагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967, с. 298.

Корнев Т. Я. Колчеданные месторождения Енисейского кряжа. — «ДАН СССР», 1972, т. 203, № 2, с. 421—424.

Королюк И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1962. (ИГиРГИ АН СССР), с. 128.

Королюк И. К. Строматолиты верхнего докембрия. — В кн.: Стратиграфия СССР. т. 2. «Верхний докембрий». М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 479—498.

Королюк И. К. Микропроблематика рифея и нижнего кембрия Прибайкалья и Ангаро-Ленского прогиба. — «Вопросы микропалеонтологии», 1966, вып. 10, с. 174—178.

Корякин А. С. К вопросу о докембрийских корах континентального выветривания. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., «Недра», 1967, с. 296—312.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. и др. Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971, с. 165.

Косыгин Ю. А., Борукаев Г. М., Парфенов Л. М. Объяснительная записка к карте тектоники докембрия континентов в масштабе 1 : 15 000 000. Новосибирск, 1973, с. 1—14.

Котина Р. П., Френкель М. Я., Ярошевский А. А. Модель тепловой эволюции системы с экзотермическими реакциями и некоторые вопросы палингенеза. — «Геохимия», 1969, № 11, с. 29—38.

Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970, с. 463.

Коттрелл А. Х. Строение металлов и сплавов. М., Металлургиздат, 1959, с. 288.

Кравченко Г. Л., Хмарук Т. Г. К исследованию минералогии и генезиса железистых кварцитов Западного и Центрального Приазовья. — «Геол. журн. АН УССР», 1966, № 2. с. 40—51.

Кратц К. О., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. Закономерности образования и размещения формаций мусковитовых и мусковито-редкометальных пегматитов в метаморфических поясах. — В кн.: Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Л., 1973а, с. 5—8.

Кратц К. О., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. и др. (Дагелайский В. Б., Салье М. Е., Турченко С. И.). Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрии СССР. — «Геология рудных месторождений», 1973б, № 6, с. 3—13.

Крашенинников Г. Ф. Основные принципы классификации осадочных пород и современных осадков. — Докл. сов. геол. на XXIII сес. МГК. М., «Наука», 1968, с. 7—16.

Крыжановский В. Геохимия месторождений шунгита. «Минеральное сырье», 1931, № 10—11, т. VI, с. 955—967.

Крылов И. Н. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. «Тр. ГИН АН СССР», 1963, вып. 69, с. 133.

Крылова М. Д. О формировании малых структур в условиях синкинематичной региональной мигматизации. — В кн.: Геология и петрология докембрия. «Тр. ЛАГЕД», 1960, вып. II. с. 130—141.

Крылова М. Д., Дагелайский В. Д., Орловская К. В. О закономерностях распределения скандия между минералами метаморфических пород. — «Геохимия», 1970, № 10, с. 253—260.

Крылова М. Д., Седова И. С., Крылов И. Н. и др. Эволюция вещества при ультраметаморфизме. Л., «Наука», 1972, с. 165.

Крючков А. С., Чеботарев М. В. Развитие минеральносырьевой базы цветной металлургии в восьмой пятилетке. — «Разведка и охрана недр», 1971, № 5, с. 5—10.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, с. 435.

Куликов И. С. Термическая диссоциация соединений. М., «Металлургия», 1969, с. 315.

Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л., «Недра», 1972, с. 190.

Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Лысак А. М. и др. Формации суперкрустальных пород и принципы их выделения. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Тр. Всес. симпоз., т. II. Новосибирск, 1972, с. 110—134.

Лантратов М. Ф., Антонова М. И. Исследование термодинамических свойств жидких металлических растворов Pb — K — Tl методом электродвижущих сил. — Ж. физ. химии. т. 42, 1968, № 3, с. 709—712.

Лападю-Арг П. О существовании и природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев. — В кн.: Проблемы образования гранитов. М., ИЛ., 1950, с. 51—107.

Латыш И. К. Таласкит в Мариупольском железорудном месторождении. — «ДАН АН УССР, сер. Б», 1967, № 2, с. 353—356.

Лебедев В. И. Некоторые закономерности строения вещества земной коры и мантии в свете новой системы ионно-атомных радиусов. Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 225—232.

Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. М., «Наука», 1965, с. 184.

Леонтьев Г. И., Завалишин М. А., Чесноков В. Н. К вопросу о применении метода графической конвекции при стратиграфических сопоставлениях ритмичнослоистых осадков мамской кристаллической толщи. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. М., «Наука», 1967, с. 150—152.

Леснов Ф. П. К петрографии и минералогии регенерированных оливиновых пород. — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972.

Летников Ф. А., Минцис А. Ш. О влиянии регионального метаморфизма на процессы перераспределения рудного вещества. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 202—203.

Лизалюк Н. А., Урумов Ю. Д. Древняя кора выветривания Ийско-Туманшетского Присаянья. — «Тр. СНИИГГИМС», 1967, вып. 66.

Лисицын А. Е. Гранитизация докембрия Кокчетавской глыбы и генезис магнезиальных скарнов. М., «Недра», 1970, с. 176.

Лисицына Н. А. Геохимия коры выветривания основных пород. М., «Наука», 1968, с. 5—47.

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. 355—362

Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., «Высшая школа», 1967, с. 416.

Ломашов И. П. Германий в каустобиолитах. — В кн.: Геохимия и гидрохимия нефтяных месторождений. М. Изд-во АН СССР, 1963, с. 58—65.

Лопатин Н. В. Температура и геологическое время как факторы углефикации. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1971, № 3, с. 34—40.

Лопухин А. С., Мареева В. И., Малов В. П. Выделение микрофоссилий из пород докембрия. — В кн.: Дисперсные остатки ископаемых растений Киргизии. Фрунзе, «Илим», 1971, с. 36—44.

Лунева О. И., Сидоренко А. В. О типах метаморфизма и о значении изучения, регионального метаморфизма для литологических исследований докембрия. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 163—164.

Лутц Б. Г. Реакции формирования эклогитов. — Докл. сов. геол. на XXIII сес. МГК, пробл. 1. М., 1968, с. 127—133.

Макаров К. К., Косолапов А. И. Геологическое строение и перспективы южного склона Анабарской антеклизы на нефть и газ. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М., «Недра», 1968, с. 341—351.

Макатун В. Н., Щегров Л. Н. Состояние воды в неорганических кристаллогидратах и особенности реакций их дегидратации. — «Успехи химии», 1972, т. 41, вып. 11, с. 1937—1959.

Малинин С. Д. Физико-химические данные к характеристике условий образования карбоната кальция. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов, М. Изд-во АН СССР, 1962, с. 55—60.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 265.

Манская С. М. Успехи органической геохимии. — «Успехи химии», 1970, № 5, с. 902—918.

Маракушев А. А. Проблема минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., 1965, с. 327.

Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Недра», 1968, с. 191.

Маракушев А. А. Общие вопросы метаморфизма. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. — Тр. Всес. симпоз., т. II. Новосибирск, 1972, с. 22—42.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических флюидов. — I Межд. геохим. конгр. Докл., т. III, кн. I. М., изд. ВИНИТИ, 1972, с. 3—27.

Маракушев А. А., Полин Ю. К. Эклогитовые кристаллические сланцы в докембрийских метаморфических комплексах и условия их образования. — «Геология и геофизика», 1962, № 1, с. 3—20.

Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии. — В кн.: Геология и петрология докембрия. М., 1962, с. 70—76.

Мармо В. Древние сапропели как возможный источник рудообразующих компонентов. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970 (ИГГД АН СССР).

Маслов В. П. Строматолиты. — «Тр. ГИН АН СССР», 1966, вып. 41, с. 188.

Маслов В. П. Карбонатные желваки органического происхождения. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1952, т. 27, вып. 4, с. 43—50.

Махлаев В. Г. К вопросу о связи организмов со средой в данковолебедянском бассейне. — В кн.: Организм и среда в геологическом прошлом. М., «Наука», 1966, с. 154—171.

Мац В. Д., Наумова Е. И. и др. Докембрийские коры выветривания обрамления юга Сибирской платформы. — «Тр. СНИИГИМС», 1969, вып. 98, с. 245.

Медведева И. Е. О стратиграфии метаморфических толщ Макбальского поднятия в Северной Киргизии. — «Изв. ВУЗов, Геология и разведка», 1959, № 5, с. 70—78.

Медведева И. Е. Парагенетический анализ некоторых метаморфических пород Макбальского поднятия в северном Тянь-Шане. — «Изв. ВУЗов, Геология и разведка», 1960а, № 10, с. 38—54.

Медведева И. Е. Генезис эклогитов Макбальского поднятия (Северный Тянь-Шань). — «Изв. ВУЗов. Геология и разведка», 1960б, № 11, с. 41—60.

Мельник Ю. П., Ярощук М. А. О некоторых особенностях метаморфизма горных пород в условиях недостатка воды. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1970, № 11, с. 75—84.

Мещерская Е. Н., Золотов А. Н., Мандельбаум М. М. Условия формирования пластов — коллекторов в терригенных отложениях нижнемотской подсвиты Иркутского амфитеатра. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в Тунгусской синеклизе и смежных районах. М., «Недра», 1971, с. 136—143.

Мигдисов А. А. Соотношение титана и алюминия в осадочных породах. «Геохимия», 1960, № 2, с. 19—28.

Милль Б. В. Гидротермальный синтез гранатов, содержащих V^{3+}, In^{3+} и Sc^{3+}. — «ДАН СССР», 1964, т. 156, № 4, с. 456—459.

Миловский А. В. Хром, ванадий и никель в орто- и парапородах. — «Геохимия», 1964, № 9, с. 893—897.

Миловский А. В., Волынец В. Ф. Вопросы геохимии азота. — «Вест. МГУ, сер. геол.», 1967, № 8, с. 125—130.

Мильштейн В. Е. Онколиты и катаграфии западного склона Анабарского поднятия. — «Уч. зап., Палеонтология и биостратиграфия», 1965, вып. 7, с. 74—91.

Мильштейн В. Е., Войцеховская А. Г. О сапропелевом органическом веществе карбонатных пород. — В кн.: Новые методы изучения рассеянного органического вещества. Л., 1971, с. 56—58.

Минеев Д. А. Геохимия апогранитов и редкометальных метасоматитов Северо-Западного Тарбагатая. М., «Наука», 1968, с. 183.

Минеев Д. А., Минеева И. Г., Тарханова Г. А. Спектр лантаноидов в рудах урановых месторождений. — В кн.: «Лантаноиды в рудах». М., «Наука», 1973, с. 151—171.

Миропольский Л. М. Топогеохимическое исследование пермских отложений в Татарии. М., Изд-во АН СССР, 1956. (тр. Казанского фил. АН СССР), с. 264.

Михайлов Д. А. Генезис эклогитовых пород в архее Алдана. — В кн.: Геология и петрология докембрия. — «Тр. ЛАГЕД», 1960, вып. 11, с. 308—318.

Михайлов Д. А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. Л., 1973, с. 140.

Мишкин М. Об эвлизитовой серии Ханкайского массива и режиме кислорода при метаморфизме высокожелезистых осадков. Владивосток, 1965, с. 156.

Момджи Г. С. Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркония. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 4. М., Госгортехиздат, 1961, с. 20—31.

Морачевский А. Г., Стаценко С. И., Буссе-Мачукас Б. В. Расчет коэффициентов активности компонентов в жидких сплавах тройной системы натрий — калий — свинец. «Ж. прикл. химии», 1963, т. 36, № 2, с. 329—333.

Морковкина В. Ф. Некоторые особенности становления альпинотипных гипербазитов. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., «Наука», 1972, с. 54—63.

Московченко Н. И. Некоторые закономерности эволюции процессов метаморфизма кианит-силлиманитового типа (на примере Северной Карелии). М., «Наука», 1971, с. 27—33.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956, с. 534.

Наркелюн Л. Ф. О связи медистых песчаников и сланцев юга Сибирской платформы с органическим веществом. — В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья, вып. 8. Чита, 1972, с. 28—30.

Нарсеев В. А., Летников Ф. А. Об эволюции расплавов и гидротерм на различных уровнях вулкано-плутонических систем. М., «Наука», 1969, с. 187—192.

Нгуен Нгок Льен, Карпова Г. В. Фаялит из гранулитов Мариупольского железорудного месторождения Приазовья. — «Минералогический сборник», 1969, т. 23, вып. I, Львов, с. 56—61.

Неелов А. Н. Восстановление первичного состава парапород по их химическому составу. Метод. руковод. по геол. съемке м-ба 1 : 50 000, т. 1, М., «Недра», 1974, с. 397—400.

Нестеров И. И., Салманов Ф. К., Шпильман К. А. Нефтяные и газовые месторождения Западной Сибири. М., «Недра», 1971, с. 463.

Нижний И. В. О двух эпохах выветривания позднего докембрия Восточной Сибири и возможности бокситообразования. — «Сов. геология», 1965, № 6, с. 46—53.

Никитин В. Д. Условия формирования редкометальных и слюдяных пегматитов. — Докл. сов. геологов на XXI сес. МГК, пробл. 17. М., изд-во АН СССР, 1960, с. 39—61.

Овчинников Л. Н., Масалович А. М. Взаимодействие воды с калиевым полевым шпатом и биотитом в критической области. М., «Наука», 1966, с. 200—205.

Олейников А. Н. О роли живого вещества в эволюции атмосферы Земли. — В кн.: Значение биосферы в геологических процессах. М., 1958, с. 56—63.

Оленин В. Б. Новый нефтеносный континент. М., «Недра», 1969, с. 150.

Опарин А. И. Возникновение и начальное развитие жизни. М., «Наука», 1966, с. 203.

Орлов Н. А., Успенский В. А. Минералогия каустобиолитов. Изд-во АН СССР, 1936, с. 350.

Орлова П. В. Литология и условия образования и закономерности размещения бокситов Боксонского месторождения. — В кн.: Бокситы и их минералогия и генезис. М. Изд-во АН СССР, 1958, с. 64—73.

Остапенко Ю. П., Кардаш В. Т., Маслов В. К. Ванадиеносные породы в архейских отложениях Центрального Прибайкалья. — «Тр. Иркутск. политех. ин-та и Иркутского ТГУ», 1970, вып. 51, сер. геодез. Иркутск, с. 54—61.

Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). — В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. — «Тр. ГИН АН СССР», 1963, вып. 93, с. 9—53.

Перваго А. В. Алданская железорудная провинция. М., «Недра», 1969, с. 118.

Перельман А. И., Борисенко Е. Н. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза. — В кн.: Вопросы геохимии. — «Тр. ИГЕМ», 1962, вып. 70, с. 30—100.

Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М., «Недра», 1972, с. 288.

Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970, с. 372.

Перчук Л. Л., Летников Ф. А., Удовкина Н. Г. и др. Генезис эклогитов Кокчетавской глыбы. — «ДАН СССР», 1969, т. 186, № 2, с. 441—444.

Перчук Л. Л., Суриков В. В. Термодинамические проблемы распределения катионов в сверхструктурах минералов. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1970, № 10, с. 3—18.

Петров Б. В., Макрыгина В. А. Прогрессивный зональный метаморфизм в Патомском нагорье. Л., «Наука», 1970, с. 260.

Пиенаар П. Дж. Докембрийские урановосные конгломераты Онтарио. М., «Мир», 1967, с. 199.

Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж. Изд. Воронежск. гос. ун-та, 1966, с. 263.

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.

Полдерварт А. Химия земной коры. — В кн.: Земная кора. т. 1, М., «ИЛ», 1957, с. 130—157.

Полканов А. А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Л. Изд. АН СССР, 1935, с. 287.

Половинкина Ю. Ир. Существуют ли метаморфические формации? — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970 (ИГГД АН СССР), с. 85—90.

Половко Н. И. Фаялитовые кварциты правобережной группы магнитных аномалий. — «ДАН УССР», 1956, № 4, с. 856—859.

Попов А. А. К характеристике процесса взаимодействия полевых шпатов с водой в динамических условиях. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., изд-во АН СССР, 1962, с. 140—144.

Попов В. М. Медь. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. Тяжелые цветные металлы, малые и редкие металлы. М., «Наука», 1965, с. 3—68.

Попов В. М. Проблема генезиса стратифицированных месторождений цветных металлов на примере Горевского свинцово-цинкового месторождения. — Изв. АН Кирг. ССР», 1969, № 2, с. 3—12.

Попов В. М. Проблема происхождения стратиформных месторождений и пути ее решения. — «Литология и полезные ископаемые», 1970б, № 2, с. 89—106.

Попов В. М. Стратифицированные рудные месторождения Богемского массива (Чехословакия) и Силезско-Краковского района (Польша). — «Литология и полезные ископаемые», 1970в, № 5, с. 70—85.

Попов В. М. Западно-Прибайкальский свинцово-цинковый рудный пояс и вопросы его генезиса. — «Изв. АН Кирг. ССР», 1971, № 2, с. 13—22.

Попов В. М., Байбулатов Э. Б. Медистые песчаники древних толщ Таласского хребта. — «Изв. АН Кирг. ССР, сер. естеств. и техн. наук (геология)», 1962, т. IV, вып. 3, с. 41—56.

Потороченко А. Н., Наумова Е. И. О пурпольской коре выветривания Патомского нагорья. — В кн.: Палеогеографические условия формирования месторождений полезных ископаемых на юге Сибирской платформы. Иркутск, 1971 (Тр. Иркутского ГУ), с. 68—75.

Постникова И. Е. и др. О нефтеносности вендского комплекса Русской и Сибирской платформы. — «Геология нефти и газа», 1971, № 9, с. 23—27.

Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. г. Апатиты. Изд. Кольск. фил. АН СССР, 1970, с. 114.

Преображенский И. А., Саркисян С. Г. Минералы осадочных пород. М., Гостоптехиздат, 1954, с. 462.

Пугин В. А., Хитаров Н. И., Слуцкий А. Б. и др. Реакция серпентинизации и десерпентинизации. — «Геохимия», 1969, № 10, с. 1188—1194.

Пустовалов Л. В. Волконскоит. Неметаллические ископаемые СССР, т. 2, М. Изд-во АН СССР, 1943, с. 30—100.

Раабен М. Е., Забродин В. Е. Водорослевая проблематика верхнего рифея (строматолиты, онколиты). — «Тр. ГИН АН СССР», 1972, вып. 217. с. 156—163.

Работнов В. Т., Кулибакина И. Б., Фрадкин Г. С. Нефтегазоносность верхнего докембрия. — В кн.: Нефтегазоносность Западной Якутии. Новосибирск. «Наука», 1973, с. 14—28.

Равич М. Г. Анализ парагенезисов минералов в протерозойских метаморфических породах Таймыра. М. Изд-во АН СССР, 1961, с. 209—233.

Радионова Э. П. Микрофитолиты и сходные с ними образования. — В кн.: «Итоги науки и техники. Стратиграфия, палеонтология», т. 3. М., ВИНИТИ, 1972, с. 74—93.

Разумова В. Н. Роль гидротермальных образований в формировании древних кор выветривания. — «ДАН СССР», 1972, т. 207, № 1—3, с. 694—697.

Рембашевский А. Г. Исследование шунгита. — «Тр. Ленингр. технологич. ин-та им. Ленсовета», 1958, вып. XIV, с. 43—50.

Ренгартен Н. В. Минералы титана в угленосных осадочных породах. М. Изд-во АН СССР, 1956, с. 125—134.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964, с. 433.

Родионов Г. Г. Закономерности размещения пегматитовых полей в Саяно-Становой области Сибири. — В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, 1960, с. 219—227.

Родионова К. Ф., Максимов С. П. и др. Критерии диагностики нефтегазоматеринских пород. — «Тр. ВНИГНИ», 1971, вып. 98, с. 264.

Розанов К. И., Минеев Д. А. Геохимическая характеристика докембрийских гранитоидов Приазовья. — «Геохимия», 1973, № 2, с. 238—249.

Розанов А. Ю., Миссаржевский В. В. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия. — «Тр. ГИН АН СССР», 1966, вып. 148. М., «Наука»,

Розен О. М. Гиперстеновые гранулиты в докембрии Кокчетавского массива. — «Зап. ВМО», 1966, ч. 95, вып. 5, с. 593—598.

Розен О. М. Метаморфизованная галька боксита в конгломератах среди кристаллических сланцев Кокчетавского массива (Центральный Казахстан). — «ДАН СССР», 1967а, т. 174, № 4, с. 921—923.

Розен О. М. Особенности осадконакопления в раннем докембрии Кокчетавского массива. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., «Недра», 1967б, с. 179—188.

Розен О. М. К вопросу о происхождении эклогитов. — «ДАН СССР», 1969, т. 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. Стратиграфия и радиогеохронология докембрия Кокчетавского массива. — В кн.: Стратиграфия докембрия Тянь-Шаня. Изд. МГУ, 1971, с. 75—84.

Розен О. М. Метаморфические породы основного состава: проблема происхождения и индикации генетических типов. — Литология и полезные ископаемые Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1974, с. 87—96.

Розен О. М., Иванов О. Д., Крамаренко С. М. Эволюция гранитоидов в срединных массивах. — «Геотектоника», 1974, № 2, с. 72—85.

Розен О. М., Романович И. Ф., Серых В. И. О возможности расчета амплитуды воздымания гранито-гнейсовых куполов на основе петрохимических данных. — В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 92—94.

Розен О. М., Серых В. И. Основные черты истории геологического развития древнего ядра Кокчетавского массива и некоторые вопросы металлогении. — Тр. Центр. Казахст. ГУ, вып. 3, 1969, с. 30—44.

Розен О. М., Сидоренко Св. А., Близнюченко Л. М. К вопросу о формационном анализе докембрийских метаморфических комплексов. — «Сов. геология», 1972, № 3, с. 44—56.

Розен О. М., Созинов Н. А., Журавлева З. А. Новые данные о стратиграфии верхнего докембрия Кокчетавского массива. — «ДАН СССР», 1971, т. 197, № 5, с. 1144—1146.

Ронов А. Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. — «Геохимия», 1972, № 2, с. 137—147.

Ронов А. Б., Ермишкина А. И. Распределение марганца в осадочных породах. — «Геохимия», 1959, № 3, с. 206—225.

Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ». — «Геохимия», 1970, № 4, с. 403—438.

Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Хаин В. Е. О достоверности количественных методов в литологии и геохимии. — «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 1, с. 3—26.

Ронов А. Б., Хлебникова З. В. Химический состав важнейших генетических типов глин. — «Геохимия», 1957, № 6, с. 449—469.

Руденко А. П. Теория саморазвития открытых каталитических систем. Изд-во МГУ, 1969, с. 276.

Рудник В. А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию. Л., «Недра», 1966, с. 118.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961, с. 779.

Савельев А. А., Захаревич К. В., Шулежко И. К. Условия сохранности осадочных текстур и структур обломочных пород при метаморфизме (на примере Ладожской серии Южной Карелии и Бодайбинской серии Северо-Байкальского нагорья). Петрозаводск, 1971, с. 187.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 2. М., «Недра», 1967, с. 699.

Салье М. Е. Металлогеническая специализация пегматитов докембрия и эволюция их химизма (на примере восточной части Балтийского щита). — В кн.: Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Л., 1973, с. 8—12.

Салье М. Е., Дук В. Л., Байкова В. С. Условия промышленного флогопитообразования в докембрии Алдана. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование, ч. II, Киев, «Наукова думка», 1972, с. 164—188.

Сацук Ю. И., Кононова Г. М. Верхний водорослевый горизонт ятулия Онежской мульды. Тез. докл. геол. межобласт. конф. по пробл. «Геология и пол. ископ. Карелии». Петрозаводск, 1971, с. 31—32.

Светов А. П. Типы продуктов ятулийского и суйсарского базальтового вулканизма Центральной и Южной Карелии и их роль в вулканогенно-осадочном литогенезе. — В кн.: Всес. семинар по вулканогенно-осадочному литогенезу. Тез. докл. Петрозаводск, 1972, с. 56—59.

Семененко Н. П. Железисто-кремнистые формации Украинского щита. — В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцеворудных формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 138—147.

Семихатов М. А. К построению общей стратиграфической шкалы докембрия. — Докл. сов. геол. на XXIV сес. МГК. Геология докембрия. Л., «Наука», 1972, с. 96—104.

Семихатов М. А., Комар В. А., Серебряков С. Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. — «Тр. ГИН АН СССР», 1970, вып. 210, с. 208.

Сендеров Э. Э. Взаимодействие роговой обманки с водными растворами в условиях повышенных температур и давлений. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 76—80.

Сенюков В. М. Река Толба и нефтегазоносность Алданского массива. — «Тр. НГРИ», 1938, вып. 107, с. 61.

Сердюченко Д. П. Старо-Крымское месторождение графита (Мариупольского округа). — «Минеральное сырье», 1927, № 5—6, с. 348—353.

Сердюченко Д. П. О генетических отношениях графита Старо-Крымского месторождения Мариупольского округа в связи с общей проблемой графитообразования на Украине. — «Изв. Донск. политехн. ин-та», 1930, т. 14, отд. горно-геол., с. 44—63.

Сердюченко Д. П. Диопсид с хребта Эхреску в Карачае. — «Зап. ВМО», 1937, ч. 66, вып. 3, с. 474—478.

Сердюченко Д. П. Дуниты Северного Кавказа. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1949, № 6, с. 219—224.

Сердюченко Д. П. О некоторых типах осадочно-метаморфического минералообразования, ч. 2. Скаполитовые породы из Слюдяно-Алданского архейского комплекса. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3, 4. Львов, Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1956, с. 486—515.

Сердюченко Д. П. Происхождение архейских железных руд Южной Якутии. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1959, № 8, с. 34—49.

Сердюченко Д. П. Генезис архейских железных руд Южной Якутии. — В кн.: «Железные руды Южной Якутии». М. Изд-во АН СССР, 1960, с. 437—479.

Сердюченко Д. П. Месторождения редких элементов в осадочно-метаморфических породах. — В кн.: «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 3. «Генетические типы месторождений редких элементов». М., «Наука», 1966, с. 800—805.

Сердюченко Д. П. О замещениях $(BO_3)^{-3}$ и $(OH)^{-1}$ в боратах и силикатах. — «ДАН СССР», 1967, т. 175, № 3, с. 700—703.

Сердюченко Д. П. О геохимической наследственности в ряду осадочных — метаморфических — палингенных пород. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968а, с. 422—436.

Сердюченко Д. П. Докембрийские метаморфизованные коры выветривания и их геохимические и минералого-петрографические особенности. В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968б, с. 212—217.

Сердюченко Д. П. Условия образования метаморфизованных месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование, ч. I. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 75—100.

Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Каденская М. И. и др. Железные руды Южной Якутии. Геология, минералогия, генезис и практическое значение. М. Изд-во АН СССР, 1960, с. 519.

Сердюченко Д. П., Зотов И. А., Потемкин К. В. Редкие элементы в осадочно-метаморфических породах. — В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М., «Наука», 1964, с. 17—68.

Сердюченко Д. П., Лутц Б. Г., Минеев Д. А. и др. Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М., «Наука», 1967, с. 200.

Сердюченко Д. П., Павлов В. А. О генетических и геохимических особенностях борных месторождений. — В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М., «Наука», 1967, с. 126—189.

Сердюченко Д. П., Потемкин К. В. Редкие элементы в «черных сланцах» и их метаморфических производных. — В кн.: Редкометальность некоторых метаморфизованных и гранитизированных осадочных комплексов. М., «Наука», 1969, с. 99—122.

Серебряков С. Н. Особенности формирования и размещений рифейских строматолитов Сибири. — Автореф. канд. дис. М., 1971а, с. 32.

Серебряков С. Н. Строматолиты в ритмичных толщах рифея. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1971б, № 10, с. 127—134.

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. Известковые накопления (каличе) в пустынях Мексики. — «Изв. АН СССР, сер. географ.», 1958, № 1, с. 61—70.

Сидоренко А. В. Известковые пустынные коры Египта. — «ДАН СССР», 1959, т. 128, № 4, с. 812—814.

Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. — «Сов. геология», 1963, № 4, с. 3—23.

Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. — «ДАН СССР», 1969, т. 186, № 1, с. 166—169.

Сидоренко А. В. Некоторые вопросы литологии в связи с развитием минеральносырьевой базы СССР. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. I, М., «Наука», 1970а, с. 9—17.

Сидоренко А. В. Очередные проблемы литологического изучения докембрия. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. 1. М., «Наука», 1970б, с. 148—158.

Сидоренко А. В. Некоторые научные и практические вопросы современной литологии. — «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 6, с. 3—13.

Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия, состояние и задачи. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 4—7.

Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А., Борисова С. Л. и др. Изотопно-кислородная диагностика орто- и параамфиболитов.— «ДАН СССР», 1973, т. 211, № 1, с. 208—211.

Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А., Сидоренко Св. А. и др. Изотопный состав элементарного углерода из метаморфических пород докембрия. — «ДАН СССР», 1972, т. 206, № 2, с. 463—466.

Сидоренко А. В., 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—22.

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. О распространенности предположительно биогенного углерода в докембрии. — «ДАН СССР», 1968, т. 183, № 1, с. 181—188.

Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Об «углеводородном дыхании» докембрийских графитсодержащих толщ. — «ДАН СССР», 1970, т. 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 А. В., Теняков В. А., Горбачев О. В. и др. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов.— «ДАН СССР», 1968, т. 182, № 4, с. 907—909

Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М. и др. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., «Наука», 1972, с. 212.

Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М. и др. Основные черты геохимии гипергенеза раннего докембрия. — I Межд. геохим. конгр. Докл., т. IV, кн. I. М., Изд. ВИНИТИ, 1973, с. 9—27.

Сидоренко А. В., Чайка В. М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород». М., «Наука», 1970, с. 5—30.

Синицын В. М., Сиаль. Л., «Недра», 1972, с. 168.

Скловский А. М. О фациях нижнего кембрия на юге Сибирской платформы. — «Бюлл. МОИП», 1968, т. 73, отд. геол., вып. 4, с. 28—34.

Смирнов С. С. Материалы к геологии и минералогии Южного Прибайкалья. — «Мат-лы по общ. и прикл. геол.», 1928, вып. 83. Л., с. 64—71.

Смолин П. П. Апоонколитовые талькиты Прибайкалья и схема классификации регионально-метаморфических тальконосных провинций. — «ДАН СССР», 1971, т. 199, № 3, с. 684—687.

Снежко А. А., Рабинович А. Л. К вопросу о генезисе амфиболитов р. Тиберда (Северный Кавказ) по изотопным данным. Тез. докл. IV Всес. симп. по геох. стаб. изотопов. М., 1972, с. 28—29.

Соболев Н. В. Породообразующие типы гранатов. М. «Наука», 1964, с. 218.

Созинов Н. А. О геохимических особенностях углеродисто-кремнистой формации. — «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 1, с. 78—92.

Созинов Н. А. Изучение осадочных аналогов — как путь познания условий седиментации в докембрии (на примере осадочных аналогов метаморфических пород основного состава). — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 181—183.

Соколов Б. А., Вассоевич Н. Б., Высоцкий И. В. и др. Оценка возможной нефтегазоносности центральных районов Русской платформы. IV Научн. конф. геол. фак. МГУ. Тез. докл. М., 1969, с. 119—121.

Соколов В. А. Распространение органики и проблематики в протерозойских образованиях Карелии. — В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 5—12.

Соколов Н. Д. Водородная связь. — «Журн. Всес. хим. об-ва», 1972, т. 17, № 3, с. 299—308.

Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. «Наука», 1970, с. 190.

Соколов Ю. М., Глебовский В. А., Дагелайский В. Б. и др. Металлогенические циклы в развитии метаморфических поясов докембрия СССР. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Тр. Всес. симпоз., т. 2. Новосибирск, 1972, с. 97—109.

Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А., Турченко С. И. Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых метаморфогенного типа. — «Сов. геология», 1975, № 4, с. 43—51.

Соловьева Т. Н., Молчанов В. А., Геншафт Ю. С. Экспериментальные данные по устойчивости гидроксилсодержащих минералов в мантии Земли. Иркутск, 1973, с. 68—69.

Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометальных гранитных пегматитов. Изд-во АН СССР, 1962, с. 234.

Спицын В. И., Глазунов М. П., Муляр В. М. и др. Исследование аномальной воды методом нейтронно-активационного анализа. «ДАН СССР», 1972, т. 202, № 1, с. 132—135.

Страхов Н. М. О периодичности и необратимости эволюции осадкообразования в истории Земли. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1949, № 6.

Страхов Н. М. К познанию диагенеза. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3, 4. Львов, изд-во Львовск. гос. ун-та, 1956, с. 7—26.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М. Изд-во АН СССР, т. I с. 212, т. II, с. 547, 1960, т. III, 1962, с. 550.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 535.

Страхов Н. М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968, с. 102—133.

Субботин К. Д., Ганзеева Л. В. О новом типе редкометальных метасоматитов. — В кн.: Редкие элементы. Сырье и экономика. М., изд. ИМГРЭ, 1970, с. 22—27.

Судовиков Н. Г. Геологический очерк окрестностей Шуерецкой. — Межд. геол. конгр., XVII сес. М., ОНТИ НКТП СССР, 1937, с. 124.

Судовиков Н. Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы «основного фронта». — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1956, № 1, с. 29—49.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГУ, 1964, с. 550.

Суслова С. Н. Первичная природа и формационный анализ нижнепротерозойских гнейсов тундровой серии Печенгского района Кольского полуострова. В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 211—213.

Тараненко Е. И. Геохимические условия накопления и преобразования позднепротерозойских осадков в юго-восточной части Сибирской платформы. — Автореф. канд. дис. М., 1969, с. 24.

Таусон Л. В., Студенникова З. В. Закономерности распределения свинца, цинка и молибдена в изверженных горных породах. — В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенеза. Изд-во АН СССР, 1959, с. 64—76.

Тейлор Г. П. Изотопы кислорода в минералах гидротермальных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 101—128.

Тертых В. А., Павлов В. В., Мащенко В. М. и др. Формы адсорбированной и структурной воды на поверхности дисперсных кремнеземов. — «ДАН СССР», 1971, т. 201, № 4, с. 913—916.

Тимофеев В. М. К генезису Прионежского шунгита. — «Тр. Ленингр. об-ва естествозн.», 1924, вып. 4, с. 63—71.

Тимофеев Б. В. Растительные остатки протерозоя Южной Карелии (данные микропалеофитологического исследования). — В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 101—107.

Тихомиров С. В. Этапность (периодичность) осадочного процесса в свете работ М. С. Швецова. — «Изв. ВУЗ, Геология и разведка», 1965, № 11, с. 5—18.

Тихомиров С. В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М., «Недра», 1967. с.

Тихомиров С. В. Факторы осадочного процесса и его основной закон. — «Изв. ВУЗов Геология и разведка», 1972, № 3, с. 5—15.

Товбина З. М., Стражеско Д. Н. Изучение диффузии растворенных веществ в силикагелях. — «Укр. хим. журнал», 1968, т. 34, вып. 9, с. 876—880.

Трофимук А. А. и др. Нефтегазоносность территории Якутии и прогнозная оценка запасов углеводородов. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М., «Недра», 1968, с. 222—245.

Трусова И. Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива. — «Сов. геология», 1956, сб. 51, с. 45—74.

Трусова И. Ф. Явления метаморфизма в кристаллических сланцах докембрия Центрального Казахстана. — «Изв. ВУЗов, Геология и разведка», 1961, № 1, с. 3—19.

Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций. — В кн.: Химия земной коры, т. 1, М., «Наука», 1963а, с. 153—177.

Тугаринов А. И. Геохимические особенности щелочных метасоматитов в Центральной Азии. — В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза. М. Изд-во АН СССР, 1963б, с. 152—203.

Тугаринов А. И. Об эволюции рудообразования в истории Земли. — Докл. сов. геол. на XXIV сес. МГК. Геохимия. «Наука», 1972, с. 43—49.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1970, с. 432.

Тугаринов А. И., Гаврилова Л. К., Бедринов В. П. Эволюция изотопного состава свинца гранитоидов в докембрии. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии вып. I. М., Атомиздат, 1963, с. 228—243.

Тугаринов А. И., Гриненко В. А. Условия седиментации нижнепротерозойских формаций по данным изотопного состава серы сульфидов. — В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965.

Тугаринов А. И., Павленко А. С., Александров И. В. Геохимия щелочного метасоматоза. М. Изд-во АН СССР, 1963, с. 202.

Тугаринов А. И., Наумов В. Б. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования. — «Геохимия», 1972, № 3, с. 259—265.

Турченко С. И., Ефимов М. М. Метаморфогенное сульфидное оруденение Кандалакшско-Колвицкого гранулитового комплекса (в связи с прогнозом металлоносности Русской плиты). — В кн.: Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы. Воронеж, 1972, с. 130—131.

Удовкина Н. Г. Эклогиты и процессы эклогитизации на Полярном Урале. — В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М., «Наука», 1964, с. 264—273.

Уран в древних конгломератах. Под ред. В. Н. Котляра. Госатомиздат, 1963, с. 188.

Ушакова Е. Н. О железистом гиперстене с. Завалье на Среднем Побужье. «Зап. ВМО», 1958, ч. 87, вып. 3, с. 58—74.

Фации метаморфизма. Под ред. В. С. Соболева. Авт.: Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов. М., «Недра», 1970, с. 431.

Фельдман В. И., Пчелинцева Н. Ф. Критерии расчленения эклогитов и амфиболитов Кокчетавского поднятия по исходному материалу. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всес. литол. совещ. Тез. докл. М., 1973, с. 213—216

Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М., ««Наука», 1972, с. 130.

Федорченко В. С. Осадочные сидериты в среднем отделе Криворожской серии, их роль в образовании железистых пород и некоторых типов богатых руд. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1956, № 12, с. 69—81.

Хейнрих Э. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. М., ИЛ, 1962, с. 605.

Херасков Н. П., Потемкин К. В., Спицын А. И. Некоторые закономерности образования и размещения россыпных месторождений редких элементов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 4. М., Госгортехиздат, 1961, с. 78—95.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. — «Тр. ГИН АН СССР», 1963, вып. 91. М., с. 17—24.

Хильтова В. Я., Савельев А. А., Шулежко И. К. Петрохимия филлитов в разных зонах метаморфизма (Северо-Байкальское нагорье). — «ДАН СССР», 1969, т. 188, № 1, с. 205—208.

Хильтова В. Я., Савельев А. А., Петров Б. В. и др. Влияние регионального метаморфизма на химический состав осадочных пород. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма, т. II. — Тр. Всес. симпоз. Новосибирск, 1972, с. 167—177.

Хильтова В. Я., Шулежко И. К., Савельев А. А. Поведение петрогенных окислов и малых элементов при прогрессивном региональном метаморфизме осадочных пород. — I Межд. геохим. конгр. Докл., т. III, кн. 1. М., Изд. ВИНИТИ, 1972, с. 249—262.

Хирт Жд., Лоте И. Теория дислокаций. Атомиздат, 1972, с. 599.

Хитаров Н. И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях. «Геохимия», 1957, № 6, с. 481—492.

Хитаров Н. И. О взаимодействии олигоклаза с водой в условиях повышенных температур и давлений. — Тр. 5-го совещ. по эксп. и техн. минералог. и петрограф., 1958, с. 208—213.

Хитаров Н. И., Колонин Г. Р. О переводе редких щелочных элементов из альбитизированного микроклина в раствор в гидротермальных условиях. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М. Изд-во АН СССР, 1962, с. 133—135.

Хитаров Н. И., Леонидов В. Я., Пугин В. А. Процесс сериентинизации и связанные с ним вопросы. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. М., «Наука», 1967, с. 194—210.

Ходак Ю. А. География и геология планет (планетология). Изд. МГПИ, 1972, с. 165.

Ходюш Л. Я., Коваленко И. Г. Вещественный состав легкообогатимых железных руд на Северном участке Мариупольского месторождения. — В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 2. Днепропетровск, 1969, с. 75—83.

Холодов В. Н. Ассоциация руд в вендско-кембрийских отложениях Азии и условия их образования. — I Межд. геохим. конгр. Тез. докл., т. I, М., Изд. ВИНИТИ, 1971.

Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. «Наука», 1973, с. 280.

Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С. и др. Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы. — «Тр. ИГиГ СО АН СССР», 1972, вып. 141, «Наука», 356 с.

Хорева Б. Я. Принципы выделения и классификации метаморфических и плутоно-метаморфических формаций. — «ДАН СССР», 1967, т. 176, № 5, с. 1138—1141.

Цеховский Ю. Г. Литогенез континентальной пестроцветной кремнистогетитказолиновой формации Восточного Казахстана. Автореф. канд. дис. М., 1970, с. 21.

Чайка В. М. Формации докембрийских металлоносных конгломератов и принципы прогноза докембрийских россыпей. — В кн.: Проблемы металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М., «Наука», 1969, с. 256—271.

Четвериков С. Р. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. Госгеолтехиздат, 1956, с. 243.

Чечеткин В. С. Вопросы генезиса сульфидного оруденения в Чинейском габбро-норитовом массиве. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1967, вып. 2 (4), с. 50—52.

Чирвинский П. Н. Влияние восстановительных и окислительных процессов на систему оливин-пироксен при высокой температуре. «ДАН СССР», 1949, т. 65, № 2, с. 1356—1359.

Чухров Ф. В. Об изотопном составе серы и вопросах генезиса руд Джезказгана и Удокана. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 3, с. 3—17.

Шабалин В. В. О роли эффузивной деятельности в накоплении ванадия и других редких элементов, а также фосфора и кремнезема в кембрийских углисто-кремнистых отложениях хребта Джетым-Тоо (Тянь-Шань). — В кн.: Металлогения Тянь-Шаня. Тез. докл. Фрунзе, «Илим», 1968, с. 123—127.

Шабынин Л. И. О генезисе Южно-Якутских железорудных месторождений. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1958, № 1, с. 43—61.

Шабынин Л. И. О некоторых связанных с гранитизацией метасоматических преобразований гнейсовых толщ. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1967, № 8, с. 3—15.

Шарапов И. П. Применение математической статистики в геологии. М., «Недра», 1971, с. 245.

Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных пород и формаций. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1960, № 5, с. 3—23.

Шахов Г. П. Магнетитовые руды Чарской глыбы, их генезис и структурная позиция. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2 (4). Чита, 1967, с. 52—55.

Швецов М. С. Петрохимия осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 416.

Шерер И. Ф., Яги К. Система $FeO — Al_2O_3 — SiO_2$. — В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., «ИЛ», 1954, с. 328—368.

Шлыгин А. Е. О возможности возникновения замкнутых систем при формировании гидротермальных месторождений и ореолов околорудных изменений. М., «Наука», 1966, с. 37—47.

Шмакин Б. М. Особенности минералогии и генезиса Куранахских флогопитовых месторождений. — «Тр. МГРИ», 1959, т. XXXVII. с. 60—81.

Штрейс Н. А. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана. — Докл. сов. геол. на XXI сес. МГК, пробл. 3. М. Изд-во АН СССР, 1960, с. 55—63.

Шутов В. Д., Коссовская А. Г., Муравьев В. И. и др. Граувакки. М., «Наука», 1972. (тр. ГИН АН СССР), с. 235.

Щеглов А. Д. Флюоритовые месторождения и тектоника. — В кн.: Минеральные месторождения. — Докл. сов. геол. на XXIV сес. МГК., М., «Наука», 1972а, с. 150—157.

Щеглов А. Д. О низкотемпературных гидротермальных месторождениях в областях распространения докембрия. — «ДАН СССР», 1972б, т. 205, № 2, с. 435—438.

Щербина В. В. Факторы, определяющие геохимическое распределение скандия. — «Геохимия», 1959, № 8, с. 565—570.

Щербина В. В. Особенности геохимии скандия и типы его месторождений. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 25—34.

Эглинтон Дж., Кальвин М. Химические ископаемые (хемофоссилии). — В кн.: Органическая химия, вып. 3. М., «Недра», 1971, с. 58—67.

Юдин М. И. Дуниты хребта Борус и их происхождение. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1959, № 2, с. 48—56.

Юдин Н. И. Фосфоритоносность докембрийских отложений в юго-восточной части Тувы. — «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 2, с. 28—37.

Юрк Ю. Ю. О происхождении магнетита в железистых породах Кривого Рога. — «Зап. ВМО», 1958, ч. 87, вып. 3, с. 370—373.

Юрчук И. М., Белышев Б. П. Нефтепроявления в додевонских отложениях Пермской области. — «Нефтегазовая геология и геофизика», 1968, № 6, с. 15—17.

Янко Я. Математико-статистические таблицы. М., Госстатиздат, 1961, с. 243.

Яночкин З. А. Статистические методы изучения пестроцветов. М., «Недра», 1966, с. 1—182.

Abelson P. H. Organic geochemistry. Washington Acad. Sci., 53, No 5, 105, 1963.

Alexandersson T. Micritization of carbonate particles: processes of precipitation and dissolution in modern shallow—marine sediments. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 3, No 1—9, 1972.

Allsopp H. L. Rb-Sr age measurements on total rock and separated mineral fractions from Old Granite of the Central Transvaal. J. geophys. Res., 66, No 5, 1961.

Althaus E. and Johannes W. Experimental metamorphism of NaCl-bearing aqueous solutions by reactions with silicates. Am. J. Sci., 267, No 1, 1969.

Aren B., Depowski C. Przejawy gazu w eokambze obnizeniu Podlaskiego. Kwartalnik geologiczny, 9, No 1, 1965.

Ault W. U., Kulp I. L. Isotopic geochemistry of sulphur. Geochim. et Cosmochim. Acta, 16, No 4, 1959.

Awramik S. M. Precambrian columnar stromatolite diversity: reflection of Metazoan appearance. Science, 174, No 4011, 1971.

Barghoorn E. S., Tyler S. A. Microorganisms from the Gunflint chert. Science, 147, No 3658, 1965.

Bates T. F. Minerology of the Chattanoogu Shale. Geol. Soc. Amer. Bull., 64. 1953.

Becker R. H., Clayton R. K. Carbon isotopic evidence for the origin of a bandet iron-formation in Western Australia. Geoch. et Cosmoch. Acta, 36, No 5, 1972.

Bertrand-Sarfati J. Stromatolites columnaires du Précambrien Supérieur du Sahara nord-occidental. Centre Rec. Zones Arides, ser. geol., No 14, Paris, 1972.

Bertz J. H., Horberg L. Caliche in Southeastern New Mexica. J. of Geol., v. 57, N 5, 1949.

Biggers J. V., Muan A. Activity — composition relations in ortosilicate and metasilicate solid solutions in the system MnO—CoO—SiO_2 J. Amer. Ceram. Soc., 50, No 5, 1967.

Black M. The algal sediments of Andros Island, Bagamas. Phill. Trans. Roy. Soc., ser. B, 222, London, 1933.

Blander M. Thermodynamic properties of orthopyroxenes and clinopyroxenes, based on the ideal two-site model. Geoch. et Cosmoch. Acta, 36, No 7, 1972.

Bonnier E., Caboz R. Sur l'estimation de l'enthalpie libre de mélange de certains alliages métalliques liquider ternaires. C. r. Acad. Sci., 250, No 3, 1960.

Bouladon J., Weber F., Veysset C., Favre-Mercuret R. Sur la situation geologique et la ture metallogenique du gisement de manganese de Moanda, pres Franceville (Republique Gabonase). Bull. Serv. Carte geol. Als. Lorr., 18, 4, Strasbourg, 1965.

Bowen N. L., Schairer J. F. The system MgO—FeO—SiO_2. Amer. J. Sci. 29, No 170, 1935.

Boyle R. W. The source of metals and gangue elements in epigenetic deposits. Miner. deposits, 3, No 2, 1968.

Brunner G. O., Wondratschek H., Laves F. Ultrarotuntersuchungen über den Einbau von H im natürlichen Quarz. Zeitschr. Elektrochem.. 65, No 9, 1961.

Buddington A. F., Jensen M. L., Mayer R. L. Sulfur isotopes and origin of Northwest Adirondack sulfide deposits. Geol. Society of Amer., Memoir., 115, 1969.

Buissonjé P. H. de. Recurrent red tides. a possible origin of the Solnhofen limestone. Proc. Kon. ned. acad. wetensch., B 75, No 2, 1972.

Burns R. G., Fyfe W. S. Trace element distribution rules and their significance. Chemical Geol., 2, No 2, 1967.

Buschendorf F., Nielsen H., Putchelt H. et al. Schwefel-Isotopen-Untersuchungen am Pyrit-Sphalerit-Barit-Lager Meggen (Lenne Deutschland) und an verschiedenen Devon—Evaporiten. Geochim. et Cosmochim. Acta, 27, NO 5, 1963.

Calvin M. Chemical evolution. Clarendon Press, Oxford, 1969.

Cambell F. E., Roeder P. The stability of olivine and pyroxene in the Ni—Mg—O system. Amer. Mineral., 53, No 1—2, 1968.

Castellarin A. Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra „piattaforma veneta" e „bacino lombardo" a nord du riva del Garda. Giornale di Geologia (Bologna), 38, 1970 (1972).

Cheng H. H., Bremner J. M., Edwards A. P. Variation on nitrogen — 15 abundance in soil. Science, 146, No 3651, 1964.

Choquette P. W. Petrology and structure of the Cockeysville formation (presilurian) near Baltimore, Maryland. Bull. geol. Amer., H, No 7, 1960.

Cloud P. E., Gruner Y. W., Hager H. Carbonaceus rocks of Soudan Iron formation (early Precambrian). Science, 148, No 3678, 1966.

Cloud P. E. A working model of the primitive earth. Amer. J. of Science, 272, 1972.

Darken L. S. Thermodynamics of binary metallic solutions. Trans. Metal. Soc. AIME, v. 239, N 1, 1967a.

Darken L. S. Thermodynamics of ternary metallic solutions. Trans. Metal. Soc. AIME, v. 239, N 1, 1967b.

Davies D. K. Deep sea sediments and their sedimentation, Gulf of Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 56, N 11, 1972.

Dechow E., Jensen M. L. Sulfur isotopes of some central African sulide deposits. Econ. Geol., 60, No 5, 1965.

Eckermann H. The rocks and contact minerals of the Mansjö Mountain. Geol. Fören. Stockh. Förh., 44, H. 3—4, 1922.

Eckermann H. The Loos-Hamra region. Geol. Fören. Stockh. Förh., 58, H. 2, 1936.

Emery K. O., Orr W. L., Rittenberg S. C. Nutrient budgets in the ocean. Univ. South. Calif. Press, Los Angeles, 1955.

Engel A. E. J., Engel C. G. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss northwest Adirondack Mountains, New York, Part I. Total rock. Bull. Geol. Soc. Am., v. 69, N 11, 1958.

Engel A. E. J., Nagy B. et al. Alga-like forms in Onverwacht series South Africa. Science, 161, 1968.

Engelhardt W., Schindewolf E. Zur Filtration von Tonsuspensionen. Koll. Zeitschr., 127, 150, 1952.

Eremeev A. N. et al. Application of helium surveying to structural mapping and deposit forecasting. The Institution of Mining and Metallurgy, Geochemical Exploration, 1972.

Erdmann F. Försök till en geognosisk och mineralisk Bescrivning ofver Tunaberger Saken, 1849.

Escola P. On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland, B. G. F., 36, Fennia, 37, 1914.

Escola P. The mineral facies of rocks, N. G. T., 6, 1921a.

Escola P. On the eclogites of Norway. Vid. Selskab. skr. Mat.—Natur. KL., N 8, 1921b.

Escola P. The Precambrian of Finland. In „The Precambrian". The geologic systems, v. 1, ed. K. Rankama. Interscience publischers. New York—London—Sydney, 1963.

Fahrig W. F., Eade K. E., Maxwell J. A. Major element abundance in a part of the Canadien Shield. Geol. Surv. Canada, Paper 65—2, Rep. of activities, part II, 1965.

Fawcett I. I., Joder H. S. Phase relationships of chlorites in the system $MgO—Al_2O_3—SiO_2—H_2O$. Amer. Min., 51, N 3—4, 1966.

Foster W. F. Syntetic sapphirine and its stability field in the system $MgO—Al_2O_3—SiO_2$. J. Geology, v. 58, 1950.

Freund F. Beiträge zum keramischen Brennprozess. Keram. Zeitschr.. 19, N 5, 298 und N 7, 433, 1967.

Friedrich G., Schachner D., Nielsen H. Schwefelisotopen—Untersuchungen an sulfiden aus den Erzvorkommen der Sierra. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 28, No 5, 1964.

Frondel C. Crystal chemistry of scandium as a trace element in minerals. Zeitschr. Krist. Bd. 127, 1968.

Frondel C. Scandium—rich minerals from rhyolite in the Thomas Mountains, Utah. Amer. Miner., v. 55, 1970.

Fryklund V. C., Fleischer M. F. The abundance of scandium in volcanic rocks, a preliminary estimate. Geoch. et Cosmoch. Acta, 27, 1963.

Garlick G. D., Epstein S. Oxygen isotope ratios in co-existing minerals of regionally metamorphosed rocks. Geoch. et Cosmoch. Acta, v. 31, N 2, 1967.

Gavelin S. Geology and ores of the Malanas district. Sveriges Geol. Unders., ser. C, N 424, 1939.

Gavelin S., Parwell A., Ryhage R. Sulfur isotope fractionation in sulfide mineralization. Econ. Geol., v. 55, 4, 1960.

Gebelein C. D. Distribution, morphology and accretion rate of recent subtidal algae stromatolite in Bermuda. Journ. sediment. Petrol. 39, N 1, 1969.

Gebelein C., Hoffman P. Algal origin of dolomite in interlaminated limestone-dolomite sedimentary rocks. Bermuda Bio. stat. spec. pub., N 3, 1969.

Geijer P. Det grafit-och jarnmalmsforande omradet vid Vittangi. Sveriges Geol. Unders., ser. C. N 284, 1918.

Geijer P. Eulisitic iron ores in Northern Sweden. Arsbok sveriges, Geol. Unders., ser. C, N 324, 1925.

Geijer P. Some aspects of phosphorus in Precambrian sedimentation. Arciv. f. mineral. och geol., Bd. 3, Hf. 2, N 9, Stocholm, 1963.

Ginsburg R. W. Ancient analogues of recent stromatolites. Int. Geol. Congr., 21—th Sess., pt. XXII, Copenhagen, 1960.

Glaessner M. F. Die Entwicklung des Lebens im Präkambriam und seine geologische Bedeutung. Geol. Rundsch., B 60, H. 4, 1972.

Goodwin A. M. Structure, stratigraphy and origin of iron formations. Bull. Geol. Soc. Amer., 77, N 11, 1962.

Grover E. J., Orville P. M. The partitioning of cations between co-existing single- and multi-site phases with application to the assemblages: orthopyroxene — clinopyroxene and orthopyroxene — olivine. Geoch. et Cosmoch. Acta, v. 33, N 2, 1969.

Gruner J. W. Organic matter and the origin of the Biwabic. ironbearing formation of the Mesabi Range. Econ. Geol., v. 17, 1922.

Guggenheim E. A. Thermodynamics. North Holland Publ. Co., Amsterdam, 1967.

Hahn-Weinheimer P. Geochemische Untersuhungen an den Ultrabasischen und basischen Gesteinen der Miinchberger Gneismasse. Fichtelgebirge N. Ghrb. f. Min.—Abh., Bd 92, H. 3, 1959.

Hare P. E. Origin and development of optical activity of bioorganic compounds on the primordial Earth. Science Counsil of Japan Intern. Assoc. Geoch. Cosmochim. Abstracts Papers, Tokyo, 1970.

Harrison A. G., Thode H. G. Mecanism of the bacterial reduction of sulphate from isotope fractionation studies. Transactions of the Faraday Society, v. 54, part I, 1958.

Henniker J. C. Retardation of flow in narrow cappilaries. J. Coll. Sci., 7, N 4, 1952.

Hernes J. Eclogite-amphibolite on the Molde Peninsula. Norsk. Geol. Tiddscrift, Bd. 33, H. 3—4, 1954.

Hoering T. C., Ford H. T. The isotope effects in the fixation of nitrogen by Asotobacter. J. Am. Chem. Soc., v. 82, 376, 1960.

Hoffman P. E., Fraser J. A., McGlynn J. C. The Coronation geosyncline of aphebian age, district of Mackenzie. Canada Geol. Surv., Paper 70—40, 1971.

Husseini S. J., Matthews R. K. Distribution of high-magnesium calcite in lime muds of the Great Bahama Bank: diagenetic implications. J. Sediment. Petrol., v. 42, N 1, 1972.

Hutchinson G. E. The biochemistry of the terrestrial athmosphere. In „The Solar System", v. 2, ed. Kuiper G. P., University of Chicago Press, chapt. 8, Chicago, 1953.

Inagaki M., Noda T., Kamiya K. Investigations of experimental arrangements and results in the heat treatments of carbon under high pressures. Kogyo kagaku zasshi, 71, N 5, 1968.

Irvin M. L. General theory of epeiric clear water sedimentation. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 49, N 4, 1965.

Ito J., Frondel C. New synthetic hydrogarnets. Amer. Miner., v. 52, 1967.

Ito J., Frondel C. Synthesis of the scandium analogues of aegirine, andradite and melanotektite. Amer. Miner., v. 53, 1968.

Ito J. Synthesis of scandium pseudobrookite, Sc_2TiO_5. Amer. Miner., v. 56, 1971.

James H. L. Iron formation and associated rocks in the Iron River district, Michigan. Bull. Geol. Amer., v. 62, 1951.

James H. L. Sedimentary facies of iron formation. Econ. Geol., v. 49, N 3, 1954.
James H. L. Zones of regional metamorphism in precambrian of Northern Michigan. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 66, N 12, 1955.
Jayanta G. Sulfur isotope study of the pyrite deposit of Amjhore, Shahbad, Bihar, India. Econ. Geol., 66, No. 2, 1971.
Johnson R. E., Muan A. Activity—composition relations in solid solutions of the system CaO—„FeO"—SiO_2 in contact with metallic iron at 1080°C. Trans. Metal. Soc. AIME., v. 239, N 12, 1967.
Jones P., Hockey J. A. Infra-red studies of rutile surfaces. P. 3. Adsorption of water and dehydroxylation of rutile. J. Chem. Soc. Faraday Trans., P. 1, N 5, 1972.
Kalle K. Das Meereswasser als Mineralstoffquelle der Pflanze. In Hahdb. f. Pflanzenphysiologie, Bd. 4, Berlin, 1958.
Kemball C. The adsorption of vapours on mecury. III. Polar substances. Proc. Roy. Soc., A190, N 1020, 1947.
Kennedy G. C. A portion of the system silica—water. Econ. Geol., 45, 1950.
Kitayama K., Katsura T. Activity meazurements in orthosilicate and metasilicate solid solutions. I. Mg_2SiO_4—Fe_2SiO_4 and $MgSiO_3$—$FeSiO_3$ at 1204° C. Bull. Chem. Soc. Japan, v. 41, N 5, 1968.
Kollman P. A., Allen L. C. The theory of the hydrogen bond. Chem. Rev., 72, N 3, 1972.
Kouvo O. Radioactive age of some Finnish Precambrian minerals. Bull. Commis Geol. de Finlande, N 182, 1968.
Kretz R. Stady of pegmatite bodies and enclosing rocks, Yellowknife—Beaulien region. district of Mackenzie. Bull. Geol. Surv. Canada, N 159, 1968.
Kroepelin H. Recemisation of amino acides on Silicates. Adv. Org Geoch., 1968. Ed. Schenk, J. Havenar, Pergamon Press, 1970.
Ladd H. S. Existing reefs — geological aspects. Proc. N. Amer. Paleontol. Conv. Chicago, 1969. Lawrence, Kans., 1971.
Laporte L. F. Paleozoic carbonate facies of the central Appalachian shelf. J. Sediment. Petrol., v. 41, N 3, 1971.
Leake B. E. The chemical distinction between ortho- and paraamphibolites. J. Petrol., 5, N 2, 1964.
Logan B. W., Rezak R., Ginsburg R. M. Classification and environmental significance of algal stromatolites. J. Geol., 72, N 1, 1964.
MacGregor J. D. The effect of CaO, Cr_2O_3, and Al_2O_3 on the stability of spinel and garnet peridotites. Phys. Earth Planet. Inter., v. 3, 1970.
Marmo V., Mikkola A. On sulphydes of the sulphyde-bearing schist of Finland. Bull Com. geol. de Finlande, N 156, 1951.
Marmo V. On the sulphide and sulphide-graphite schists of Finland. Bull. Com. Geol. de Finlande, N 190, 1960.
Martin R. F., Donnay G. Hydroxyl in the mantle. Am. Min., 57, N 3—4, 1972.
Mason B. Metamorphism in the Southern Alps of New Zealand. Am. Nat. Hist. Mus. Bull., v. 123, Act. 4, 1962.
Masse D. P., Rosén E., Muan A. Activity-composition relations in Co_2SiO_4—Fe_2SiO_4 solid solutions at 1180° C. J. Am. Ceram. Soc., 49, N 6, 1966.
McCunn H. J. Calcite and aragonite phenomena precipitated by organic decay in high lime concentratebrines. J. Sediment. Petrol., v. 42, N 1, 1972.
McKee E. D. Stratigraphy and history of the Moenkopy formation of Triassic age. Geol. Soc. Amer. Met., v. 61, 1954.
McKelvey G. E. Depositional environment of middle carbonate unite of Belt supergroup, Montana and Idaho. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 52, N 5, 1968.
Milliman J. D. Atlantic continental shelf and slope of the United States — petrology of the sand fraction of sediments. Northern New Jersey to Southern Florida. Geol. Survey Profess. Paper, 529—J, IV, 1972.
Miyake Yasuo, Wada Eitaro. The abundance ratio of N^{15}/N^{14} in marine environments. Rec. Oceanogr. Works Japan., v. 9, N 1, 1967.
Miyashiro A. Metamorphism and related magmatism in plate tektonic. Amer. Journ. Sci., 1972, 272, pp. 629—656.
Moine B., Roche H., de la. Nouvelle approche du probleme de l'origine des amphibolites a partir de leur composition chimique. C. R. Acad. Sci., Paris, 267, s. D, 1968.
Monty C. L. V. An autoecologial approach of interditial and deep water stromatolites. Soc. Geol. Belg. Ann., 94 N 3, 1971.
Motts W. S. Geology and paleoenvironments of the northern segment, Capitan shelf, New Mexico and West Texas. Bull. Geol. Soc. Am. v. 83, N 3, 1972.
Mueller R. F., Ghose S., Saxena S. K. Partitioning of cations between coexisting single- and multi-site phases: A discussion. Geoch. et Cosmoch. Acta, v. 34, N 11, 1970.
Murray G. E. Indigenous precambrian petroleum? Bull. AAPG, v. 49, N 1, 1965.
Nafziger R. H., Muan A. Equilibrium phase compositions and thermody-

namic properties of olivines and pyroxenes in the system MgO—„FeO"—SiO_2. Amer. Miner., v. 52, N 9—10, 1967.

Nafziger R. H. High-temperature activity-composition relations of equilibrium spinels, olivines and pyroxenes in the system Mg—Fe—O—SiO_2. Amer. Miner., v. 58, N 5—6, 1973.

Navrotsky A. The intracrystalline cation distribution and thermodynamics of solid solution formation in the system $FeSiO_3$—$MgSiO_3$. Amer. Miner., v. 56, N 1—2, 1971.

Nielsen H. Schwefelisotope in marinen Kreislauf und des δS^{34} der fruheren Meere. Geol. Rundschau, Bd. 55, 1966.

Noll N. Geochemie des strontiums mit Bemerkungen zer geochemie des bariums. Jena Fischer, 1934.

O'Hara M. J. Mineral facies in ultrabasic rocks. Ultramafic and related rocks. ed., Wyllie P. J., 1967.

Palmgren J. Die eulisite von Södermanland. Bull. Geol. Inst. Upsala, 14, 1917.

Peltola E. On the black schists in the Outokumpu region in Eastern Finland. Bull. Com. Geol. de Finlande, N 192, 1960.

Peltola E. On some geochemical features in the black schists in the Outokumpu area, Finland. Bull. Geol. Soc. Finland, 40, 1968.

Perkins R. D., Halsey S. D. Geological significance of microboring fungi and algae in Carblina shelf sediments. J. Sediment. Petrol., v. 41, N 3, 1971.

Perry E. C., Monster J., Reimer T. Sulfur isotopes in Swaziland system barites and the evolution of the Earth's atmosphere. Science, v. 171, 1971.

Perry E. C., Tan F. C. Significance of oxygen and carbon isotope variations in early precambrian cherts and carbonate rocks of southern Africa. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 83, 1972.

Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. Harper's geosciens series, N.—Y., 1949.

Ramberg H. Remarks on the average chemical composition of granulite facies and amphibolite-to-epidote amphibolite facies gneisses in West Greenland. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forennig, Bd. 12, H. 1, 1951.

Rankin G. A., Merwin H. E. The ternery system MgO—Al_2O_3—SiO_2. Am. G. Sci., 4—th ser., v. 45, 1918.

Rashid M. A. Amino acids associated with marine sediments and humic compounds and their role in solubility and complexing of metals. In Proceedings of 24th IGC, section 10, 1972.

Rezak R. Stromatolites of the Belt series in Glacier National Park and Vicinity, Montana. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 294—D, 1957.

Ringwood A. E. The principles governing trace-element behaviour during magmatic crystallisation. Geoch. et Cosmoch. Acta, 7, N 3—4, 1955.

Roblot M. M. Nouveaux acritarches du Precambrian Normand. Leuer etude a la microsonde electronique. C. R. Acad. Sc. Paris. 264, 1967.

Rouchonkousky P., On the geology and geochemistry of the Vihanti Zinc ore deposit, Finland. Bull. de la Commission geologique de Finland, No 236, 1968.

Ryznar G., Campbell F. A., Krouse H. R. Sulfur isotopes and the origin of the Quemont ore body. Econ. Geol., v. 62, No 5, 1967.

Saxena S. K., Ghose S. Mg^{2+}—Fe^{2+} order disorder and the thermodynamics of the orthopyroxene crystalline solution. Am. Miner., v. 56, N 3—4, 1971.

Saxena S. K. Retrieval of thermodynamics data from a study of inter—crystalline and intra—crystalline ion—exchange equilibrium. Am. Miner., v. 57, N 11—12, 1972.

Scarpelli W. Aspectos geneticos e metamorficos das rochas do distrito de Serra de Novio. Territorio federal do Amara, Brasil. Avulso Depart. nas. prod. mineral. et miner., N 41, 1966.

Schidlowski M. Probleme der atmosphärischen evolution im Präkambrium. Geol. Rundsch., B 60, H. 4, 1972.

Shieh Y. N., Taylor H. P. Oxygen and carbon isotope studies of contact metamorphism of carbonate rocks. J. Petrol., v. 10, N 2, 1969.

Schopf J., Barghorn E. Algal—like fossils from the Early Precambrian of South Africa. Science, v. 156, N 3774, 1967.

Schwarcz H. P., Clayton R. N. Oxygen isotopic studies of amphybolites. Canadian J. of Earth Sci., v. 2, 1965.

Schwarcz H. P. Chemical and mineralogic variations in arkosic quartzite during progressive regional metamorphism. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 77, 1966.

Schwerdtfeger K., Muan A., Darken L. S. Activities in olivine and pyroxenoid solid solutions of the system Fe—Mn—Si—O at 1150° C. Trans. Metal. Soc. AIME., v. 236, N 2, 1966.

Sen N., Nockolds S., Allen R. Trace elements in minerals from of the south California batholith. Geoch. et Cosmoch. Acta, v. 16, N 1/3, 1959.

Shaw D. M. Trace elements in pelitic rocks. P. I, II. Bull. Geol. Soc. Am., v. 65, N 12, 1954.

Shibata S., Bartell L. S. Electron—diffraction study of water and heavy water. J. Chem. Phys., 42, N 4, 1965.

Shima M., Gross W. H., Thode H. G. Sulfur isotope abundances in basic sills, differentiated granites and meteorites. J. Geophys. Res., 68, No 9, 1963.

Shinner H. C. W. Precipitation of calcian dolomite and magnesian calcites in the south—east of South Australia. Am. J. Sci. v. 261, 1963.

Sidorenko A. V., Sidorenko Sv. A. Die organische Substanz in präkambrischen sedimentär—metamorphen Gesteinen und einige geologische Probleme. Zeitschrift für Angenandte Geologie, Bd. 19, H 6, 1973.

Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the svecoffenidic early archean supracrustal rocks in Southwestern Finland. Helsinki, 1953.

Smulikowski K. Le probleme des eclogites. Geologica Sudetica. v. 1, 1964.

Snyder J. L. Distribution of certain elements in the Duluth complex. Geoch. et Cosmoch. Acta, 2, 1959.

Sokolov V. A., Volynets V. F. Zur geochemischen Bedeutung den Verschidenen Formen des Stickstoffs, die bei der Metamorphose organisher Stoffe enstehen. Vorträge zu geochemischen und chemisch—physikalischen Problemen der Erdöl—Erdgas—Erkundung und Förderung, Bd. 1, 357, Leipzig, 1968.

Solomon P. J., Jensen M. L. Sulfur Isotopic fractionation in nature with particular reference to Mt. Isa, Queensland, 8th Common wealth Mining Met. Congr., 6, 1965.

Spenser P. J., Hayes F. H., Kubaschewski O. The prediction of the thermodynamic properties of ternary metallic solutions from binary alloy data. Rev. chem. miner., v. 9, N 1, 1972.

Stanton R. L., Rafter T. A. Sulfur isotope ratios in co—existing galena and sphalerite from Broken Hill, New South Wales. Econ. Geol., 62, No 9, 1967.

Stanton R. L., Rafter T. A. The isotopic constitution of sulphur in some stratiform lead—zinc ores. Miner. Depos., 1, No 1, 1966.

Stevenson F. J., Cheng C. N. Organic geochemistry of the Argentine Basin sediments. Carbon—nitrogen relation and quaternary correlations. Geoch. et Cosmoch. Acta, v. 36, N 6, 1972.

Stieglitz R. D. Scanning electrone microscopy of the fine fraction of recent carbonate sediments from Bimini, Bahamas. J. Sedim. Petr. v. 42, N 1, 1972.

Sverdrup H. V., Johnson M. W., Fleming R. H. The oceans. Their physics, chemistry and general biology. Prentice—Hall, Englewood Cliffs, N. J., 1942.

Szulczewski M. Stromatolity jurajskie w Polsce. Acta Geol. Polonica, 18, N 1, 1968.

Taylor H. P. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. Confr. Miner. Petrol., v. 19, 1968.

Taylor H. P., Forester R. N. Low—O^{18} igneous rocks from the intrusive complexes of Skye Mull and Ardnamurchan, western Scotland, J. Petrol., v. 12, N 3, 1971.

Thode H. G., Dunfird H. B., Shima M. Sulfur isotope abundances in rocks of the Sudbery district and their geological significance. Econ. Geol.. v. 57, No 4, 1962.

Thompson J. B., Chemical reactions in crystals. Am. Mineral., v. 54, N 3—4, 1969. Chemical reactions in crystals: corrections and clarification. Am. Mineral., v. 55, N 3—4, 1970.

Tilley C. E. Eulysites and related rock types from Loch Duich, Ross Shire. Min. Mag., 24, N 154, 1936.

Trendall A. F. Iron formations of the Hamersley group of Western Australia: type examples of varved precambrian evaporites. Int. Symp. on precambrian iron—manganes format., Kiev, 1970.

Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Bull. Geol. Soc. Am., v. 72, N 2, 1961.

Tyler E. S., Barghorn E., Barret L. P. Antracitic coal from precambrian upper Huronian black shale of the Iron River District, Northern Michigan. Bull. Geol. Am., v. 68, N 10, 1957.

Vaccaro R. F. Inorganic nitrogen in the sea. Chemical oceanogr., eds. Riley J. P., Scirrow G., Academic Press, London, v. 1, chap. 9, 1965.

Vallenthyne J. R. Pyrolysis of proline, leucine, arginine and lysine in aqueous solution. Geoch. et Cosmoch. Acta, 32, N 12, 1968.

Vine J., Tourtelot E. Geochemistry of Black Shale Deposits — a Summary report. Econ. Geol., v. 65. N 3, 1970.

Virgo D., Hafner S. S. Fe^{2+}, Mg order—disorder in heated orthopyroxenes. Mineral. Soc. Am. Spec. Pap., v. 2, 1969.

Vore G. W. de. The role of adsorbcition in the fractionation and the distribution of elements. J. Geol., 63, N 2, 1955a.

Vore G. W. de. Crystal growth and the distribution of elements. J. Geol.. 63, N 5, 1955b.

Walter M. R. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. Spec. Publ. Paleontol. Assoc., 11, London, 1972.

Weber J. N. Possible changes in the isotopic composition of the oceanic and athmospheric carbon reservoir over geologic time. Geoch. et Cosmoch. Acta, v. 31, N 12,. 1967.

Webster R. K., Jones T. L., Anderson P. J. Proton magnetic resonanse studies of adsorbed water on magnesium oxide. Proc. Brit. Ceram. Soc., N 5, 1966.

Weinschenk E. Die Weltgraphitlagerstätten. Leipzig, 1899.

Weiss O. Organic derivatives of clay minerals, zeolites, and related minerals. In „Organic Geochemistry. Methods and Results". Ed. Englinton G. and Murphy M. T. J. Springer—Verlag, Berlin—Heidelberg—New—York, 1969.

White B. Stabbursnes formation and Porsanger Dolomite formation in the Kolvik district. Northern Norway: the development of a Precambrian algal environment. Arbok. Norg. geol. unders., N 258, 1968.

White D. Some problems of the formations of coal. Econ. Geol., N 3. 1908.

Wilkins R. W. T., Sabine W., Water content of some nominally anhydrous silicates. Am. Min., 58, N 5—6, 1973.

Williams R. J. Reaction constants in the system Fe—MgO—SiO_2—O_2 at 1 atm. between 900° and 1300° C: experimental resultes. Am. J. Sci., v. 270, N 5, 1971.

Young L. M., Fiddler L. C., Jones R. W. Carbonate facies in Ordovician of Northern Arcansas. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 56, N 1, 1972.

Zenger D. H. Significance of supratidal dolomitization in the geologic record Bull. Geol. Soc. Am., v. 83, N 1, 1972.

Zimmermann J. L. Sur la libération de l'eau et du gaz carbonique de quelques tectosilicates (quartz et feldspaths). Intérêt pétrogénetique. C. r. Acad. sci., D 274, N 20. 1972.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

АКИМОВ А. П. 137

БАРТАШЕВИЧ О. В. 218
БЕЛОНОЖКО Л. Б. 94, 97
БЕЗГУБОВ А. И. 288
БЛОХ А. М. 264
БОРИСОВА С. Л. 112
БУРКОВ В. В. 250

ВАССОЕВИЧ Н. Б. 208
ВИНОГРАДОВ В. И. 53
ВОЛЫНЕЦ В. Ф. 189
ВЫСОЦКИЙ И. В. 208

ГАВРИЛОВА Л. К. 118
ГАЛДОБИНА Л. П. 161
ГАЛИМОВ Э. М. 184
ГАНЕЕВ И. Г. 135
ГЕНШАФТ Ю. С. 137
ГИММЕЛЬФАРБ Г. Б. 97
ГЛЕБОВИЦКИЙ В. А. 17, 258
ГОЛОВАНОВ Н. П. 163
ГОЛОВЕНОК В. К. 94
ГОРБАЧЕВ О. В. 64
ГОРЛОВ В. И. 161
ГОРОХОВ С. С. 204
ГРИНЕНКО В. А. 124
ГРИНЕНКО Л. Н. 124

ДАВИДЕНКО И. В. 77
ДАВЫДЧЕНКО А. Г. 32
ДАГЕЛАЙСКИЙ В. Б. 297
ДЕМЕНТЬЕВ П. К. 288
ДИНИСЕНКО В. Е. 199
ДОНЦОВ В. В. 280
ДРОЗДОВА Т. В. 194

ЕРМАКОВА В. И. 218

ЖУК-ПОЧЕКУТОВ К. А. 106
ЖУРАВЛЕВ Е. Г. 226

ЗАБРОДИН В. Е. 166
ЗАГУЛОВА О. П. 214
ЗАЙЦЕВ А. Г. 49, 97
ЗАКРУТКИН В. В. 39
ЗАСЕДАТЕЛЕВ А. М. 292

ИЛЬИН А. В. 309

КАЛИНИН Ю. К. 155
КАРПЕНКО С. Ф. 118
КИЦУЛ В. И. 23
КЛЕВЦОВА А. А. 214
КОЛЕСНИКОВ В. Л. 280
КОЛЕСНИКОВ Ч. М. 178
КОРНИЛОВ Н. А. 270
КОРЧАГИНА Ю. И. 208
КРЫЛОВА М. Д. 297
КОТИНА Р. П. 135
КУРТОВ Г. С. 72
КУШЕВ В. Г. 253

ЛАРСКАЯ Е. С. 214
ЛЕТНИКОВ Ф. А. 14
ЛЕЙПЦИГ А. В. 274
ЛОБАЧ-ЖУЧЕНКО С. Б. 6
ЛОПУХИН А. С. 169
ЛУНЕВА О. И. 3

МАКАРИХИН В. В. 180
МАЛАМЕДОВА В. С. 218
МАЛИНОВСКАЯ Е. К. 135
МИГДИСОВ А. А. 184
МИЛЬШТЕЙН В. Е. 163
МИНЕЕВ Д. А. 305
МИНЕЕВА И. Г. 305
МОДНИКОВ И. С. 288
МОРАЛЕВ В. М. 286
МОСКОВЧЕНКО Н. А. 17, 38
МУРЗАЕВ С. П. 23

НАРКЕЛЮН Л. П. 284

ОРЛОВСКАЯ К. В. 297

ПЕТРОВА Н. И. 204
ПЕТРОВ Б. В. 6
ПИМЕНОВ В. В. 131
ПОЛКВОЙ П. А. 72
ПОПОВ В. М. 236
ПОПОВ Ю. Г. 280
ПРЕДОВСКИЙ А. А. 47
ПРИЯТКИНА Л. А. 17

РАБОТНОВ В. Т. 231
РОЗЕН О. М. 82, 141
РОНОВ А. Б. 184

САВЕЛЬЕВ А. А. 17, 178
САЦУК Ю. И. 180
СЕРДЮЧЕНКО Д. П. 103, 245
СЕРЕБРЯКОВ С. Н. 173
СЕМЕЙКИН И. Н. 280
СЕМИХАТОВ М. А. 173
СИДОРЕНКО А. В. 3
СИДОРЕНКО Св. А. 141
СКЛОВСКИЙ А. М. 274
СЛАВИНСКИЙ В. В. 26
СОЗИНОВА Т. В. 131
СОЗИНОВ Н. А. 39, 141, 245
СОКОЛОВ Б. А. 208
СОКОЛОВ В. К. 155
СОКОЛОВ Ю. М. 258
СОЛОВЬЕВА Т. С. 137
СТАДНИК В. Е. 131

ТАРАСОВ Ю. С. 280
ТИМОФЕЕВ Б. В. 178
ТРУБАЧЕВ А. И. 284
ТУГАРИНОВ А. И. 118
ТУРЧЕНКО С. И. 258

ФРАДКИН Г. С. 231

ХИЛЬТОВА В. Я. 6
ХОДАК Ю. А. 35

ШКАНДРИЙ Б. О. 14
ШКОДЗИНСКИЙ В. С. 23
ШУЛЕШКО И. К. 6

ЯНИЦКИЙ И. Н. 131

СОДЕРЖАНИЕ

ЧАСТЬ *III*

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

С.

Значение расшифровки процессов регионального метаморфизма для литологических исследований докембрия. *Лунева О. И., Сидоренко А. В.* 3

Проблема сохранности первичного химического состава пород при региональном метаморфизме. *Хильтова В. Я., Лобач—Жученко С. Б., Петров Б. В., Шулешко И. К.* 6

О степени сохранности первичного химического состава докембрийских пород при развитии метаморфических процессов. *Летников Ф. А., Шкандрий Б. О.* 14

Условия сохранения и изменения состава осадочных пород при метаморфизме и масштабы миграции вещества. *Глебовицкий В. А., Савельев А. А., Московченко Н. И., Прияткина Л. А.* 17

Устойчивость карбонатных пород в условиях метаморфизма, ультраметаморфизма и метасоматоза. *Кицул В. И., Мурзаев С. П., Шкодзинский В. С.* . 23

Термодинамические параметры оливиновых и пироксеновых твердых растворов. *Славинский В. В.* 26

Различия в степени миграции вещества при метаморфизме. *Давыдченко А. Г.* 32

Зоны регионального эпигенеза и метаморфизма осадочных пород. *Ходак Ю. А.* 35

Особенности миграции вещества при метаморфизме. *Московченко Н. И.* . 38

Осадочные эквиваленты метаморфических пород основного состава. *Созинов Н. А.* 39

К вопросу о геохимической классификации алевритовых и псаммитовых силикатных осадочных пород и их метаморфизованных аналогов. *Предовский А. А.* 47

Геохимические показатели условий осадконакопления карбонатных отложений докембрия в восточной части Балтийского щита. *Зайцев А. Г.* 49

Изотопный состав серы как показатель условий осадконакопления в докембрии. *Виноградов В. И.* 53

Геохимические особенности метаморфизованных карбонатно-глинистых пород в связи с условиями их седиментации (на примере параамфиболитов). *Горбачев О. В.* 64

Применение литохимических пересчетов для реконструкции исходного состава и обстановки осадконакопления глубокометаморфизованных осадочных пород (на примере буронской свиты, Северная Осетия). *Куртов Г. С., Полквой П. А.* 72

Использование валового состава метаморфических горных пород для выяснения их первичной природы. *Давиденко И. В.* 77

Эклогиты и связанные с ними амфиболиты Кокчетавского докембрийского массива: геохимические особенности и генезис. *Розен О. М.* 82

Особенности диагностики первично пелитоморфных вулканогенно-осадочных отложений. *Головенок В. К.* 94

Восстановление исходного состава метаморфизованных карбонатных пород докембрия на основе петрохимических данных. *Белоножко Л. Б.* 94

Геохимические особенности экзогенных и эндогенных карбонатных пород как критерии их отличия. *Гиммельфарб Г. Б., Белоножко Л. Б., Зайцев А. Г.* 97

Первичная природа основных параметаморфитов чарнокитовых серий. *Закруткин В. В.* 99

Эулизиты, их минералого-геохимические особенности и генетические связи с графитовыми и магнетит-кварцевыми породами. *Сердюченко Д. П.* 103

С.

Петрохимические критерии пара- и ортоамфиболитов. *Жук-Почекутов К. А.* 106
Изотопный аспект проблемы генезиса амфиболитов. *Борисова С. Л.* . . 112
Эволюция изотопного состава свинца горных пород в связи с дифференциацией вещества земной коры в ходе осадконакопления. *Карпенко С. Ф., Тугаринов А. И., Гаврилова Л. К.* 118
Источники серы в докембрийских породах и рудах. *Гриненко Л. Н., Гриненко В. А.* 124
Гелиеносность докембрийского фундамента Русской платформы. *Яницкий И. Н., Созинова Т. В., Пименов В. В., Стадник В. Е.* 131
Роль экспериментального моделирования в литологических реконструкциях метаморфических пород докембрия. *Ганеев И. Г., Котина Р. П., Малиновская Е. К.* 135
Экспериментальное исследование кристаллизации гранатового серпентинита из кокчетавской глыбы (Северный Казахстан). *Соловьёва Т. С., Геншафт Ю. С., Акимов А. П.* 137

ЧАСТЬ *IV*

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО И ОСТАТКИ ОРГАНИЗМОВ В ДОКЕМБРИИ

Углеродистые отложения докембрия и фанерозоя (основные аспекты сравнительно-формационных исследований). *Розен О. М., Сидоренко Св. А., Созинов Н. А.* 141
Опыт типизации углеродистых пород протерозоя Карелии. *Калинин Ю. К., Соколов В. К.* 155
Шунгитсодержащие толщи докембрия Карелии, их литологические особенности и условия формирования. *Галдобина Л. П., Горлов В. И.* 161
Синезеленые водоросли и их роль в процессах докембрийского породообразования. *Мильштейн В. Е., Голованов Н. П.* 163
Роль водорослей в отложении карбонатных осадочных формаций протерозоя. *Забродин В. Е.* 166
Биофоссилии докембрия и некоторые проблемы их изучения. *Лопухин А. С.* 169
Фитогенные карбонатные породы рифея. *Серебряков С. Н., Семихатов М. А.* 173
Палеофитологическая характеристика каличе среднего протерозоя (ятулия) Карелии. *Савельев А. А., Тимофеев Б. В., Колесников Ч. М.* 178
Органические образования среднепротерозойских пород Карелии как показатели особенностей палеогеографии. *Сацук Ю. И., Макарихин В. В.* . . . 180
Факторы, контролировавшие изотопный состав углерода в докембрии и фанерозое. *Галимов Э. М., Мигдисов А. А., Ронов А. Б.* 184
Круговорот азота и процессы преобразования органического вещества. *Волынец В. Ф.* 189
Аминокислоты как показатель геологической эволюции органического вещества древних отложений. *Дроздова Т. В.* 194
Обмен эволюционной информацией между углеводородами и силикатами на ранних этапах развития биосферы. *Динисенко В. Е.* 199
Экспериментальное изучение превращений высококарбонатизированных углеродистых веществ при высоких параметрах. *Горохов С. С., Петрова Н. И.* . . 204
Геолого-геохимические предпосылки нефте-газообразования в верхнедокембрийских отложениях. *Вассоевич Н. Б., Высоцкий И. В., Корчагина Ю. И., Соколов Б. А.* 208
Особенности накопления и преобразования органического вещества в верхнепротерозойских отложениях Русской платформы. *Ларская Е. С., Клевцова А. А., Загулова О. П.* 214
Физико-химические особенности органического вещества пород и нефтей протерозойских отложений Центральных районов Московской синеклизы и Мезенской впадины. *Барташевич О. В., Ермакова В. И., Маламедова В. С.* . . 218
Остаточное органическое вещество в докембрийских и палеозойских породах фундамента Западно-Сибирской плиты. *Журавлев Е. Г.* 226
Критерии нефтегазоносности верхнедокембрийских отложений древних платформ. *Работнов В. Т., Фрадкин Г. С.* 231

ЧАСТЬ *V*

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Стратиформные месторождения докембрия. *Попов В. М.* 236
Роль организмов и углеродистого вещества в формировании осадочных месторождений докембрия. *Сердюченко Д. П., Созинов Н. А.* 245
Коры выветривания как источник вещества для образования осадочных и осадочно-метаморфических месторождений. *Бурков В. В.* 250
Первично осадочные толщи докембрия как источник флюидов и вещества рудных метасоматитов. *Кушев В. Г.* 253

С.

Регионально-метаморфические и литолого-формационные факторы локализации месторождений метаморфогенного типа. *Глебовицкий В. А., Соколов Ю. М., Турченко С. И.* 258

Гидроксильная вода первично осадочных пород как источник метаморфогенных рудообразующих флюидов. *Блох А. М.* 264

Физико-химические условия железорудного осадконакопления в докембрии. *Корнилов Н. А.* 270

Литолого-стратиграфические критерии возможной бокситоносности в позднем докембрии Средней Сибири. *Сковский А. М., Лейпциг А. В.* 274

Эпохи химического выветривания и перспективы бокситоносности докембрийских отложений юга Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. *Семейкин И. Н., Попов Ю. Г., Тарасов Ю. С., Донцов В. В., Колесников В. Л.* 280

Рудоносность древних осадочных толщ Кодаро-Удоканской зоны. *Наркелюн Л. Ф., Трубачев А. И.* 284

Литолого-стратиграфический контроль размещения месторождений золота и цветных металлов в осадочно-метаморфических комплексах докембрия. *Моралев В. М.* 286

Геотектоническое положение докембрийских толщ, вмещающих металлоносные конгломераты, и их связь с формацией железистых кварцитов. *Дементьев П. К., Модников И. С., Безгубов А. И.* 288

Генетическая природа лития в пегматитах докембрия. *Заседателев А. М.* 292

Скандий в метаморфических комплексах докембрия. *Крылова М. Д., Дагелайский В. Б., Орловская К. В.* 297

Геохимические различия рудоносных альбититов докембрия. *Минеева И. Г., Минеев Д. А.* 305

Генетическая общность древних фосфоритов и осадочных руд триады элементов. *Ильин А. В.* 310

Список литературы 314

Авторский указатель 339

ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

В двух книгах

Вып. 4, книга 2

Редактор издательства *В. И. Макеев*
Переплет художника *М. И. Гозенпут*
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*
Технические редакторы *В. В. Соколова, Н. В. Жидкова*
Корректор *И. Н. Таранева*

Сдано в набор 14/IV 1975 г. Подписано в печать 13/VIII 1975 г. Т-10497. Формат 70×108 1/16. Бумага № 1. Печ. л. 21,5. Усл. п. л. 30,1. Уч.-изд. л. 32,86. Тираж 1500 экз. Заказ 312/11966—1. Цена 3 р. 66 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология».

1477

