



Св. А. Сидоренко

ОРГАНИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
И БИОЛИТОГЕННЫЕ
ПРОЦЕССЫ
В ДОКЕМБРИИ

· НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Св. А. Сидоренко

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО И БИОЛИТОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ДОКЕМБРИИ

Труды, вып. 463

Основаны в 1932 году

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук Н. А. СОЗИНОВ



МОСКВА
"НАУКА"
1991

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

Sv. A. S i d o r e n k o

Organic matter and biolithogenous processes in precambrian

Transactions, vol. 463

Органическое вещество и биолитогенные процессы в докембрии / Св. А. Сидоренко. - М.: Наука, 1991. — 104 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 463). — ISBN 5-02-002158-X

Всесторонне характеризуются основные состояния присутствия органических веществ в осадочно-метаморфических породах докембрия. Рассмотрены распространенность, характер распределения и формы нахождения свободного углеродистого вещества в первично-осадочных породах докембрия различного возраста, состав твердых, жидких и газообразных углеводородов, аминокислот, углеводов, сахаров, органических пигментов в древнейших метаосадках, уделяется внимание распространенности экзогенных и биолитогенных образований, основных типов ассоциаций углеродсодержащих пород в докембрии. Показано значение органического вещества для докембрийского литогенеза, а также геологические и геохимические последствия его накопления в древних толщах. Освещаются некоторые общие проблемы геологии в свете широкого развития биолитогенных процессов в докембрии.

Табл. 23 + 8 фототабл. Ил. 32. Библиогр. : 275 назв.

Рецензенты:

Е.А. Кулиш, В.И. Копорулин

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР *А.Л. Книппер* (главный редактор), *В.Г. Гербова, Ю.Б. Гладенков, В.А. Дриц*

Reviewers:

E.A. Kulish, V.I. Koporulin

Editorial board:

Corresponding-Member of Academy
of Sciences USSR *A.L. Knipper* (Editor-in-Chief),
V.G. Gerbova, Ju.B. Gladenkov, V.A. Dritz

Responsible Editor

doctor of geology and mineralogy sciences *N.A. Sosinov*

ВВЕДЕНИЕ

Настоящее исследование, начатое с 60-х годов, связано с успехами, особенно советской геологии докембрия, которые наметились к этим годам и определили рождение и дальнейшее развитие целого нового научного направления, кратко названного его основателем академиком А.В. Сидоренко "осадочной геологией докембрия".

Нами принята предпосылка о том, что докембрийские экзогенно-седиментогенные процессы аналогичны фанерозойским и протекали только при достаточно активном участии в них живого и органического вещества. В соответствии с этим важно решение следующих вопросов: 1) как геологически представлены в докембрии первично-осадочные биогенные углеродсодержащие накопления (распространенность, геология, литология и формации); 2) каковы формы нахождения биогенного углеродистого вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия, а также их свойства, состав, распространенность; 3) как проявилась эволюция биолитогенных процессов в докембрии.

Пионерами изучения многих вопросов, связанных с этой проблемой в СССР, являются Б.М. Куплетский, Д.П. Сердюченко, А.Я. Харитонов, К.О. Кратц, В.А. Соколов, В.З. Негруца и многие другие, а за рубежом — И. Седерхольм, П. Эскола, К. Ранкама, Е. Пелтола, С. Тилер, Э. Баргхорн, М. Глесснер, Б. Шопф и другие исследователи.

С начала 70-х годов автор проводит свои исследования достаточно широко в тесном контакте с коллегами из разных регионов (И.А. Петерсилье, Л.П. Галдобина, Е.А. Кулиш, В.А. Рябенко, Л.С. Галицкий, Р.М. Полуновский, А.А. Предовский, В.В. Закруткин и др.).

Чрезвычайно полезно было для автора обсуждение многих проблем с такими ведущими учеными, как А.И. Опарин, А.В. Сидоренко, А.Л. Яншин, Б.С. Соколов, Н.Б. Вассоевич, П.Н. Кропоткин, В.Е. Хаин, В.И. Казанский.

Особо хотелось бы отметить внимание к нашей работе многих ученых, занимающихся исследованиями проблем литологии и органического вещества, таких, как М.Н. Альтгаузен, М.К. Калинин, О.В. Барташевич, В.А. Теняков, С.Г. Неручев, Н.В. Лопатин, Н.А. Созинов, О.М. Розен и многие другие.

Основная масса геологического, литологического и каменного материала была собрана автором в ходе многолетних полевых работ на Кольском полуострове, в Карелии, в пределах Украинского кристаллического щита, Воронежского выступа, в Приазовье, в Западном Прибайкалье, в Восточном Саяне, на Дальнем Востоке и в других районах СССР. Ряд коллекций по углеродсодержащим породам Кокчетавского массива, Казахстана, Енисейского края, Урала, Алдана, Турурингро-Джагдинской зоны (Дальний Восток), Анабарского массива, Антарктиды был получен автором от других исследователей.

Большой каменный материал был собран также автором при полевых исследованиях и экскурсиях в Финляндии, Швеции, Франции, Австралии, Канаде, Болгарии, Индии, Мексике, Китае. Отдельные коллекции углеродсодержащих пород

были представлены автору зарубежным коллегам из Зимбабве, Суринама, Гайаны, США, Гренландии, Шри Ланки.

При изучении собранного материала использовались современные методы и методики исследования пород и органического вещества: электронная микроскопия, ИКС-методы, хроматография, изотопный анализ и др. Были выполнены многие тысячи определений биогенного углерода и других органических соединений, включая такие, как аминокислоты и углеводы (сахара), газообразные углеводороды и др.

Автор благодарен за поддержку, которую оказали нашим исследованиям А.В. Пейве и П.П. Тимофеев.

Пользуясь случаем, хочу поблагодарить своих коллег — А.И. Ивлиева, Г.Л. Горощенко, С.О. Фирсову, В.Т. Сафронова, Г.В. Шатского — за обсуждение результатов и практические замечания.

Постановка и проведение исследования многие годы велись под руководством академика А.В. Сидоренко, к благодарной памяти которого я обращаюсь.

ЭКЗОГЕННЫЕ И БИОЛИТОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ

Основная цель главы — показать масштаб распространенности в докембрии первично-осадочных (осадочно-метаморфических) и биолитогенных пород, а также привести свидетельства функционирования древнейших живых организмов.

В настоящее время благодаря усилиям исследователей главным образом советской геологической школы хорошо известно широкое развитие в докембрии экзогенных и биолитогенных образований. Сегодня осадочная геология докембрия — одно из главных научных направлений в изучении геологической истории Земли, область знаний, имеющая свой объект, методы и перспективы исследования [Сидоренко, 1982]. В этой связи показателен особенно на важном начальном этапе постановки проблемы и формулирования принципиальных выводов вклад советских геологов в познание биолитогенных процессов в докембрии. Основной предпосылкой этого явилось то, что советские исследователи исходили в своих работах из новых прогрессивных взглядов на значительную роль в формировании докембрийских горных пород экзогенных, седиментогенных процессов и представлений о принципиальном сходстве условий их формирования с условиями экзогенеза в фанерозое. Именно этот взгляд, полностью отсутствовавший в исследованиях за рубежом, стал стимулом активных поисков признаков земной жизни в древних геологических слоях земной коры.

Уже с самого начала наших систематических исследований, т. е. 60-х годов, стало очевидным, что высокоуглеродистые, серые, темные и черные графитосодержащие первично-осадочные породы — важный объект исследований в докембрии.

Важнейшие особенности этих высокоуглеродистых пород: принадлежность их к седиментогенным толщам, стратифицированность, тесная связь с литологией толщ, отдельных разрезов и даже монопородных проявлений и обусловленность распределения свободного углерода в конкретных первично-осадочных породах тонкими литологическими особенностями их структурно-текстурного сложения.

Генетическое значение этих наблюдений трудно переоценить. К тому же первые количественные определения в этих породах свободного углерода и позволили установить, что в отношении обилия встречаемого в них углерода они образуют тот же ряд пород по степени убывания содержания в них этого компонента, который хрестоматиен для фанерозоя: глины (глинистые сланцы) — карбонатные породы (мраморы) — песчаники (паракварциты).

В работах этих лет мы начали обсуждение вопросов о времени начала влияния живого вещества на геологические процессы и, в развитие идей В.И. Вернадского, о геологических свидетельствах возникновения жизни на Земле, т. е. о геологическом аспекте происхождения живого на нашей планете.

Следует особо отметить, что в подобной плоскости проблема, которой мы коснулись, практически не ставилась и не решалась никем, во всяком случае до 1971 г. В своей известной монографии "Происхождение жизни" М. Руттен [Rutten, 1971], видимо, не будучи знаком с исследованиями А.В. Сидоренко и его учеников по осадочной геологии докембрии [Сидоренко, Лунева, 1961; Сидоренко, 1963а, б, 1965, 1967, 1969; и др.], писал: "Поскольку истоки жизни уходят в глубь геологической истории, мы прежде всего должны узнать, как геологи читают эту историю по данным, сохранившимся в породах земной коры" [Руттен, 1973, с. 19].

В книге М. Кальвина [Calvin, 1969] геологический аспект проблем жизни не рассматривается, однако в работах С. Фокса и К. Дозе [Fox, Dose, 1972] и С. Поннамперума [Ponnamperuma, 1972] он уже обсуждается.

Чтобы оценить сделанное в СССР в конце 60-х годов в области осадочной геологии докембрия и в области познания живого, полезно привести некоторые строки из фундаментальной работы Дж. Бернала "Возникновение жизни" [Бернал, 1969]: «Возраст земной коры варьирует от 1 до 3,5 млрд лет, причем в основном она более позднего происхождения. По сравнению с этими величинами время появления организмов считалось сравнительно поздним. Кембрийский период, в котором с самого начала встречаются множество идентифицируемых ископаемых остатков самых разнообразных организмов, начался около 700 млн лет назад» ... «Эту цифру, однако, можно теперь увеличить на данные о существовании организованных форм в более ранний период. В действительности же очень трудно сделать какие-либо выводы о зарождении жизни на примитивной Земле на основании изучения изверженных горных пород, какими бы древними они ни были » [Бернал, 1969, с. 140].

К настоящему времени познание органического вещества и биолитогенных образований докембрия вылилось в крупное и самостоятельное научное направление изучения древнейших страниц истории земной коры [Сидоренко, Сидоренко, 1975; Теняков, Сидоренко, 1978; Сидоренко, Созинов, 1981; Сидоренко, 1982; и др], истории, в которой тесно и неразрывно связаны между собой процессы трансформации и эволюции земного вещества в наружной оболочке нашей планеты, рудообразовательные процессы и процессы развития самой жизни.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Первые количественные данные о широком распространении в докембрии первично-осадочных пород были приведены в известной работе А.В. Сидоренко [1963, б] (табл. 1).

Рассмотрим данные по распространенности осадочно-метаморфических пород в стратотипических и (или) близких им разрезах протерозоя, архея и катархея по всем основным докембрийским районам мира. Предполагаемый анализ мы начнем с наиболее молодых, верхнепротерозойских, образований.

Протерозой

Верхний протерозой (рифей). Верхнепротерозойские образования широко распространены в пределах всех докембрийских массивов. В настоящее время исследователи предлагают разные стратотипы рифея — надсерию Катанга (Экваториальная Африка), надсерию ("систему") Аделаида (Южная Австралия) [Салоп, 1982] и другие комплексы верхнепротерозойских образований. Наиболее обоснованным типом отложений этого возраста мы, вслед за Б.М. Келлером, М.А. Семихатовым и Н.М. Чумаковым [1984], считаем разрез рифея, вскрытый на крыльях Башкирского антиклинория Южного Урала. В разрезе выделяются четыре серии — бурзянская, юрматинская, каратавская и криволукская. Все они разделяются крупными размывами или угловыми несогласиями. Каждая серия начинается обломочными породами и венчается глинистыми и (или) карбонатными отложениями. По существу, каждая серия является крупным трансгрессивным комплексом. В этом стратотипе седиментогенные породы абсолютно доминируют над эффузивными и интрузивными образованиями.

Рассмотренный стратотип рифея СССР по литологическому облику достаточно удовлетворительно согласуется с таким широко известным за рубежом стратотипом этого же возраста, каким является разрез верхнего докембрия Австралии ("система" Аделаида).

Таблица 1

Распространенность первично-осадочных и углеродсодержащих пород докембрия [Сидоренко, 1963; Сидоренко, 1984]

Структура, регион	Общая площадь докембрийских комплексов, км ²	Площадь первично-осадочных комплексов		Доля углерод-содержащих метасадочных пород в разрезе докембрия, % от мощности
		км ²	% от общей площади	
Щ и т				
Канадский	5 009 050	4 892 850	97,7	7,5
Балтийский	1 147 888	694 120	60,5	15,0
Украинский	136 500	21 190	15,5	12,5
Алданский	585 942	—	67,4	7,5
Анабарский	104 032	—	95,9	7,5
Русская платформа	3 861 850	2 922 750	75,1	8,5
Урал	48 960	48 210	98,5	8,0
Енисейский кряж	67 860	61 393	90,6	9,5
Таймыр	55 290	49 620	89,8	10,5
Казахстан	54 795	53 561	97,8	11,0
Южная Америка	3 948 752	3 770 275	95,5	8,5
Африка	9 839 650	7 223 075	73,5	12,5

Нижний протерозой. Осадочно-вулканогенные и осадочные толщи верхней части нижнего протерозоя широко развиты на всех континентах: в Европе — это субиотний Швеции, в Азии — акитканская серия Прибайкалья, в Северной Америке — серии Нижний Дубонт и Летития-Лейк, в Южной Америке — серии Уатума Бразилии, Кучиверо и Рораима Венесуэлы, а Африке — серии Ватерберг ЮАР, Майомбе Заира и Таркве Ганы, в Австралии — серии Уайтуотер, Спиуа, Кимберли и Бастион. Во всех упомянутых сериях терригенные породы чередуются с вулканогенными.

Среди осадков наиболее характерны грубозернистые обломочные породы: конгломераты, гравелиты, аркозы, полимиктовые, олигомиктовые и кварцевые песчаники. В то же время в них весьма распространены алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы. В низах многих серий среди кварцитопесчаников встречаются высокоглиноземистые сланцы. Иногда в разрезах присутствуют пластовые залежи гематитовых и (или) гематит-магнетитовых железных руд. Железисто-кремнистые породы (типа джеспилитов) практически отсутствуют.

Нижнепротерозойские отложения в нижней части их разреза широко распространены на всех континентах. К числу наиболее известных и полно представленных подразделений этого возраста относятся: в Европе — карельская надсерия (комплекс) Карелии и Восточной Финляндии, печенгская и имандра-варзугская надсерии (комплексы) Кольского полуострова, ботнийская серия в Центральной Финляндии, серия Эльвеберг и ее аналоги в Швеции, криворожская и фрунзенская серии на Украине, курская и оскольская — на Воронежском массиве (КМА). В Азии — это серии: удоканская — Восточной Сибири, заминская в Западном Прибайкалье, тейская на Енисейском кряже, надсерия Дхарвар на Индостане. В Африке — это "Витватерсрандская триада", надсерия Трансвааль и серия Матсап в ЮАР, серия Биррим в Западной Африке. В Северной Америке — надсерии Гурон, Анимики и др., надсерия Кетилидий в Южной Гренландии. В Южной Америке — надсерия Минас, Жакобина. В

Группа Инверзист
Антиклиналь Инверзист
и синклиналь Крамберг

Кам-
плекс
Формация
Свароткалы
915 м



Маршеский - Фельзевский

Крамберг
1920 м

Халенг
4840 м

Средний
маршеский

Свароткалы

Хаматчи
3505 м

Тисарейт
1830 м

Санди-
рейт
2134 м



Группа Фиг-При
Синклиналь Штальцбург

Кам-
плекс

Формация
Парода

Шонгешт
550 м

Бельво-
Род
660 м

Шеба
1000 м

Кремни

Лесистые
сланцы

Лесистые
железистые
кремни

Кремни

Лесистые
сланцы

Лесистые
железистые
кремни

Кремни

Лесистые
сланцы

Лесистые
железистые
кремни

Кремни

Лесистые
сланцы

Лесистые
железистые
кремни

Кремни

Брек-
чия - раз-
вал

Агломераты
Лавы

Лавы

Лесистые
сланцы

Лесистые
железистые
кремни

Кремни

Лесистые
сланцы

Лесистые
железистые
кремни

Кремни

Лесистые
сланцы

Лесистые
железистые
кремни

Кремни

Лесистые
сланцы

Лесистые
железистые
кремни

Кремни

Лесистые
сланцы

Лесистые
железистые
кремни

Кремни

Парада

Парада

Парада

Парада

Парада

Парада

Парада

Парада

Парада

Парада

Парада

Парада

Парада

Парада

Парада

Парада

Парада

Парада

Группа Модис
Синклиналь Юрика

Формация
Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Формация
Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Формация
Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Формация
Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Формация
Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис

Модис



Зеленокаменный пояс Барбертон

Австралии — надсерия Маун-Брус. Стратотипом отложений этого возраста, по мнению многих исследователей, может служить карельская надсерия в восточной части Фенно-Скандинавского щита.

Среди платформенных и миогеосинклинальных отложений наиболее характерны мономиктовые и олигомиктовые кварцитопесчаники, кварциты. Весьма часты среди терригенных отложений конгломераты и богатые глиноземистые сланцы (последние в зависимости от степени метаморфизма часто превращены в пиррофиллитовые, хлоритовые, дистеновые и силлиманитовые сланцы).

Наряду со зрелыми осадками в этих отложениях присутствуют аркозы, граувакки, а также карбонатные породы чаще всего в виде доломитов. Отмечаются также прямые свидетельства эвапоритовых режимов — альбитизированные, скаполитизированные и цеолитизированные породы, глиптоморфозы по галиту и гипсу. Для красноцветных толщ верхов разрезов обычны литокластические песчаники и гравелиты.

Постоянно присутствуют в разрезах пород этого возраста железорудные формации криворожского, анимикийского или уральского типов. Отмечаются в них также признаки тиллитов и древних морен.

Архей

Породы архейского возраста достаточно широко представлены среди докембрийских масс в пределах всех основных докембрийских регионов мира.

Рассмотрим прежде всего распространенность осадочных пород в зеленокаменных поясах архея, т. е. в структурах, несущих наиболее обильную информацию об осадконакоплении в архее. Далее, в более кратком виде, суммируем основные данные об осадочных породах областей распространения высокометаморфизованных образований и областей ассоциации пород кратонических бассейнов.

Зеленокаменные пояса

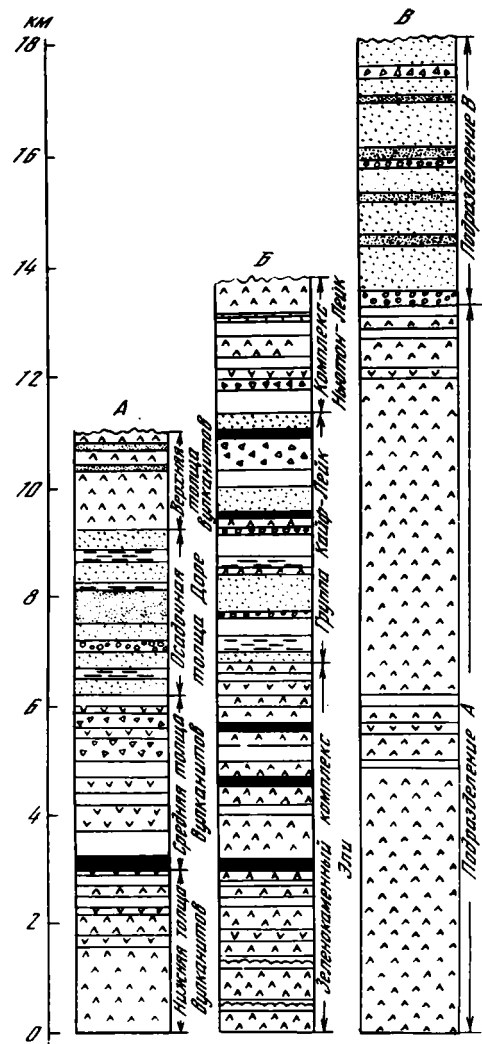
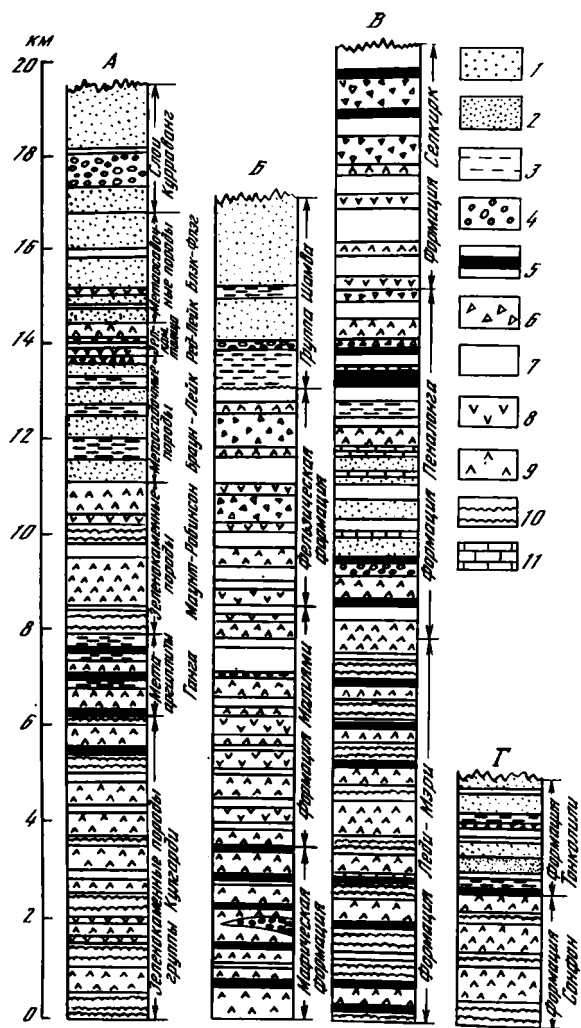
В приведенных нами материалах представлены разрезы классических зеленокаменных поясов докембрия, зарубежные: надгруппы Свазиленд (Южная Африка) (рис. 1), группы Кулгарди — Курраванг (Западная Австралия), группы Булавая и Шамва (Зимбабве), пояса Тати (Ботсвана), пояса Нимини-Хилс (Сьерра-Леоне) (рис. 2), группа Мишипикотен, комплекс Вермилон, надгруппы Иеллоунайф (Северная Америка) (рис. 3); на территории СССР: Хаутовара, Палая Ламба, Костамукша, Самотканская, Грановская, Белозерская (рис. 4). Общее представление о мощностях слагающих их толщ дают суммированные данные К. Конди [1983] и В. Windley [1973].

Остановимся кратко на осадочных породах некоторые наиболее характерных и неординарных зеленокаменных поясов.

Надгруппа Свазиленд (Южная Африка). Рассматриваемая надгруппа подразделяется снизу вверх на группы: Онвервахт, Фиг-Три и Модис. Осадочные

Рис. 1. Обобщенные разрезы надгруппы Свазиленд в зеленокаменном поясе Барбертон

1 — интрузивные тоналитовые гнейсы; 2 — кремнистые породы с подчиненным количеством глинистых сланцев и известняков; 3 — кислые лавы, туфы и порфиры; 4 — основные пирокласты, агломераты, подушечные брекчи и др.; 5 — основные металавы (толенты); 6 — средний маркирующий горизонт: кремни, известняки, глинистые сланцы; 7 — кислые туфы (часто кремнистые и глиноземистые); 8 — основные лавы (примитивные метабазальты, пирокласты); 9 — ультраосновные лавы (метапериidotиты); 10 — интрузивные граниты; 11 — осадочные комплексы групп Модис и Фиг-Три; 12, 13 — группа Онвервахт: 12 — Мафический—Фельзический комплекс; 13 — Нижний Ультрамафический комплекс



породы группы Онвервахт локализуется в основном между так называемым Нижним Ультрамафическим и залегающим выше — Фельзитическим комплексом. Это — полосчатые кремнистые породы с прослоями пирокластики, нормальные карбонатные породы и черные глинистые сланцы с высоким содержанием органического вещества. Однако их объем в целом невелик. Вышележащая группа Фиг-Три уже почти на всю свою мощность (~2 км) складывается седиментогенными формациями Шеба, Бельвю-Род, Шонгецихт, в которых снизу вверх выделяются: а) граувакки с подчиненным количеством глинистых сланцев и кремней и б) кремнистые горизонты и алевролиты с прослоями железисто-кремнистых пород. Группа Модис (мощностью около 3 км) складывается в основном кварцитами с субграувакками (формация Клута, Джос-Лей) и кварцитами и аркозами (формация Бавианскон).

Группа Кулгарди-Курраванг (Западная Австралия). Осадочные отложения этой группы залегают [Glikson, 1971, 1976a, b] главным образом на зеленокаменных породах нижней части разреза и представлены метаргиллитами Ганга и пачками переслаивания последних с аспидными графитовыми сланцами, подчиненное положение в этих толщах занимают полосчатые железистые кварциты. Второй комплекс осадочных пород этой группы (комплекс Браун-Лейк) развивается во второй снизу зеленокаменной толще Маунт-Робинсон. Он состоит из алевролитов, филлитов и граувакк.

Аналогичное место в разрезе занимает и следующий седиментогенный комплекс Блэк-Флэк. Литологически он однотипен с нижележащим комплексом Булавайо и Шамве (Зимбабве) и поясом Тати (Ботсвана). Оба разреза демонстрируют крайне незначительное присутствие в них метасадочных пород и показывают, что зеленокаменным толщам архея могут быть свойственны и такие крайние случаи. Тем не менее, в зеленокаменном поясе Тати стабильно присутствуют аркозы и карбонатные породы (хотя и в небольших количествах), обычно редко (как отмечает К. Конди [1983]) встречающиеся в большинстве архейских зеленокаменных поясов мира.

Промежуточное положение по распространенности осадочных пород занимают зеленокаменный пояс Нимини-Хилс, группа Мишипикотен, комплекс Вермилон, подгруппа Иеллоунайф [Конди, 1983]. Очень важно подчеркнуть, что седиментогенным толщам и комплексам зеленокаменных поясов архея свойственна обычная для фанерозоя цикличность осадконакопления. Так, наиболее полно представлены и описаны осадочные циклы в пределах рассмотренных выше групп Фиг-Три и Модис (зеленокаменный пояс Барбертон, ЮАР) [Anhaensser et al., 1971].

Обобщим в целом имеющуюся информацию об осадочных породах в зеленокаменных поясах архея. Наиболее распространенным литологическим типом осадочных пород этих структур докембрия являются обломочные породы, а

Рис. 2. Обобщенные разрезы архейских зеленокаменных поясов Африки и Австралии

1 — граувакково-аргиллитовые комплексы; 2 — кварциты, аркозиты; 3 — глинистые сланцы; 4 — конгломераты; 5 — кремнистые и железорудные породы; 6—8 — кислые и средние породы; 6 — брекчи и агломераты; 7 — туфы, 8 — потоки и силлы; 9 — основные вулканиты и силлы; 10 — ультраосновные вулканиты и силлы; 11 — карбонатные породы. Разрезы приведены по данным авторов: А — Западная Австралия — А. Гликсон [1971], Б — Зимбабве — Н. Харрисон [1970], В — Северная Ботсвана — Р. Кей, М. Литеренд, Я. Хевверс [1976], Г — Сьерра-Леоне — Х. Вильямс [1978]

Рис. 3. Обобщенные разрезы архейских зеленокаменных поясов Северной Америки

Разрезы приведены по данным авторов. А — группа Мишипикотен, штат Онтарио — А. Гудвин [1962], Б — группа Вермилион, штат Миннесота — П. Симс [1972], В — надгруппа Иеллоунайф, северо-запад Канады — Дж. Хендерсен, Я. Браун [1966]

Условные обозначения см. на рис. 2

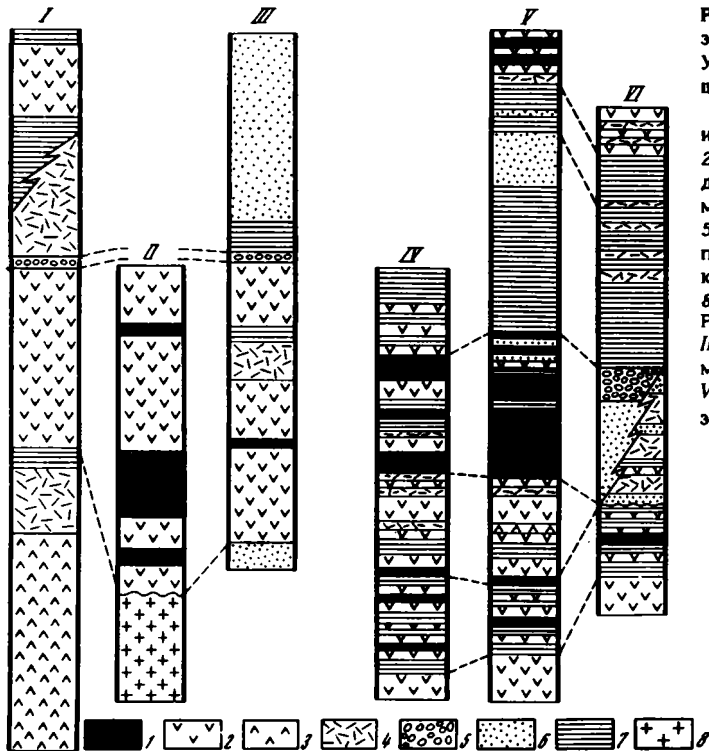


Рис. 4. Сопоставление разрезов зеленокаменных поясов Украинского и Балтийского щитов

1 — пикриты, базальтовые и перидотитовые коматиты; 2 — metabазальты; 3 — метаандезиты; 4 — метадациты и метариолиты (туфы, лавы); 5 — конгломераты; 6 — метапесчаники; 7 — железисто-кремнистые породы и сланцы; 8 — граниты фундамента. Разрезы: I — Хаутовара, II — Палаа Ламба, III — Костамукша, IV — Сомотканский, V — Грановский, VI — Белозерский

именно граувакко-аргиллитовые комплексы и конгломераты. Гораздо менее характерны для них кварциты и аркозы. Обычны для всех известных разрезов глинистые сланцы и близкие им породы — аргиллиты, филлиты, аспидные сланцы. Среди необломочных пород постоянно, но в относительно небольших объемах встречаются кремнистые породы. Карбонаты осадочного происхождения — сравнительно редкий компонент разрезов зеленокаменных толщ. Оценивая относительную распространенность осадочных пород в зеленокаменных поясах архея, обратимся к литературным данным [Конди, 1983]. В среднем, по пяти крупнейшим провинциям распространения зеленокаменных поясов доля осадочных пород составляет не менее 1/5, а иногда и 1/3 всех изученных разрезов. В зеленокаменных поясах провинции Большого Невольничьего озера их доля достигает 85%.

Области распространения высокометаморфизованных образований

Известно, что в высокометаморфизованных регионах ведущую роль играют кварц-полевошпатовые гнейс-мigmatитовые породы¹ [McCregor, 1973; Windley, Sheraton et al., 1973]. Как правило, на их долю приходится более 80%. Меньшую часть составляют породы гранулитовой фации метаморфизма.

Довольно часто в гнейсах таких областей встречаются включения деформированных супракrustальных пород. Так, по данным Дж. Алларта [1980], [Bridgwater et al., 1981], в разрезе гнейсовой толщи в юго-западной части Гренландии наряду с основными и ультраосновными вулканитами отмечаются

¹ Одни авторы относят их к архею, другие — к катархею.

осадочные породы: конгломераты, кварциты, сланцы с высоким содержанием карбонатов, полосчатые железистые кварциты. Однако, по данным К. Конди [1983], более типичными для реликтов супракрустальных пород среди высокометаморфизованных образований являются ассоциации седиментогенных пород — кварцитов, карбонатов и сланцев.

Области ассоциации пород кратонических бассейнов

В настоящее время ряд исследователей [Anhaensser, 1973; Vaizer, 1976; Конди, 1983; и др.] к типичной области развития ассоциаций пород кратонических бассейнов относит Каапвальский бассейн в Южной Африке. Кроме того, К. Конди [1983] предполагает (в основном исходя из широкого развития кварцитов и слюдяных сланцев), что к подобным же областям относится также ряд районов Индийской провинции (супракрустальные породы комплекса Каргур [Viswanatha, Ramakrishnan, 1976]) и области Алданского и Анабарского массивов в Сибири, описанные Л.И. Салопом [Salop, 1968; Salop, Travin, 1972].

В Каапвальском бассейне этот комплекс образований обнаруживает лишь слабые деформации и малый метаморфизм. Осадки сохраняют многие первичные структуры и текстуры. По комплексу литологических признаков — это в основном накопления стабильного шельфа, типичные прибрежные фации. Однако этим образованиям свойственны довольно распространенные прослои вулканитов. Именно последнее отличает породы этого возрастного диапазона от типичных постархейских образований сходных типов. Осадочные породы в областях представлены главным образом кварцитами, глинистыми сланцами и карбонатными породами. В более поздних образованиях возрастает роль карбонатитов и уменьшается доля вулканических пород [Конди, 1983].

Катархей

С известной долей условности к катархейским образованиям относят: в Европе — кольскую серию Кольского полуострова, беломорскую серию Карелии, бутскую и приазовскую серии Украины, гнейсогранулитовые комплексы южной Швеции и Норвегии, льюисский комплекс Шотландии; в Азии — алданскую серию Восточной Сибири, анабарскую серию северной Сибири, канскую серию Енисейского края, зерендинскую серию северного Казахстана, Индостанский комплекс Индостана; в Африке — малагасийский комплекс Мадагаскара, досвазилендский комплекс Свазиленда; гнейсогранулитовые комплексы Зимбабве, малови Танзании и многие другие; в Северной Америке — доквиватинские и дойеллоунайфские гнейсогранулитовые комплексы провинции Сьюпериор и Слейв Канады, комплексы Унгве и Уивак п-ова Лабрадор и др.; в Южной Америке — комплексы Итамака Венесуэлы, Кануки Гайаны; в Австралии — комплексы Уит-Фейндж-Фрезер, Олбани-Эксперанс, Эйнасли и другие; в Антарктиде — гнейсовые и гнейсогранулитовые образования Земли Королевы Мод и Земли Эндерби (серии Рагат и Тьюла).

Для катархея несомненно осадочными являются мраморы и графитовые гнейсы или кристаллосланцы [Салоп, 1982]. С мраморами здесь ассоциируют кальцифиры, диопсид-плагноклазовые, диопсид-кварц-плагноклазовые, диопсид-скаполитовые и другие кристаллосланцы или известково-силикатные породы, которые, по-видимому, образовались за счет мергелистых осадков. Важно отметить, что в мраморах иногда присутствуют самородная сера, сульфаты (ангидрит) и отмечаются признаки былой солености [Салоп, 1982; и др.]. Среди этих пород редко, но встречаются метаморфизованные железорудные накоп-

ления, последние тесно ассоциируют с метабазами—амфиболитами и основными кристаллосланцами. Сами же метабазиты оказываются включенными в многочисленные прослои мраморов.

Как отмечают многие исследователи, в ряде случаев в катархейских осадках четко фиксируются косая слоистость, следы размывов, знаки ряби и другие литологические признаки, свидетельствующие об определенных условиях первичной седиментации и напластования осадков.

В качестве стратотипа катархея Л.И. Салоп [1982] описывает алданскую серию в Центральнoалданском районе. Иенгская подсерия — свиты (снизу вверх): курумканская, аянская, суонтинская. Последовательность пород в разрезе (снизу вверх): кварциты с маломощными прослоями силлиманитовых гнейсов; кристаллические сланцы и гнейсы с прослоями кварцитов; кварциты с прослоями амфиболитов. Тимптонская подсерия — свиты (снизу вверх): нимчерканская, унгринская, федоровская, сеймская. Основные ассоциации пород (снизу вверх): гнейсы, сланцы, амфиболиты; гнейсы, сланцы и связанные с ними эндебиты и чарнокиты; основные кристаллические сланцы с горизонтами мраморов, кальцифиров, известковистых диопсидсодержащих сланцев и реже кварцитов; кристаллические сланцы и гнейсы. Джелтулинская подсерия — свиты (снизу вверх): кюркенская и сутамская. Подсерия начинается ритмично переслаивающимися разнообразными гнейсами (часто с графитом) с прослоями мраморов и кальцифиров и завершается толщей высокоглиноземистых гнейсов (часто с графитом) и гранулитов. Общая мощность серии около 15 км.

Другая широко известная серия Исуа юго-западной части Гренландии имеет катархейский возраст (~ 3760 млн лет), но по строению и сложению ближе к типичным зеленокаменным поясам архея. Нижняя часть этой серии [Allart, 1976] складывается амфиболитами с прослоями сланцев и полосчатых железистых кварцитов. Над ними залегают кварцевые и карбонатсодержащие сланцы, еще выше — карбонатно-силикатные породы, сланцы и кварциты с прослоями железистых кварцитов типа джеспилитов. Среди последней толщи присутствуют мощные горизонты рассланцованных конгломератов.

БИОЛИТОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

К биолитогенным относятся образования со свидетельствами былой жизнедеятельности организмов: макро- и микрофоссилии; остаточное углистое (углеродистое) вещество; углеродсодержащие породы (естественно, если есть доказательства биогенности углеродистого вещества); заключенные в тех или других образованиях углеводороды; другие органические соединения (при том же условии), а также изотопные "записи" биологического происхождения.

Углеродсодержащие породы и остаточное углеродистое вещество

Хорошо известна широкая распространенность углеродсодержащих первично-осадочных пород в докембрии. Поэтому подчеркнем основные моменты.

1. Углеродсодержащие первично-осадочные породы — обязательный компонент седиментогенных разрезов слоистых докембрийских толщ на всех континентах, начиная с катархея.

2. Нами сделана оценка их распространенности¹ среди слоистых седиментогенных разрезов докембрия всех континентов (см. табл. 1). В среднем ими складывается примерно десятая часть всех осадочно-метаморфических комплексов докембрия [Сидоренко, 1984; Сидоренко, Теняков, 1985].

¹ Расчет производили, учитывая их долю (в %) в общей мощности рассматриваемых разрезов.

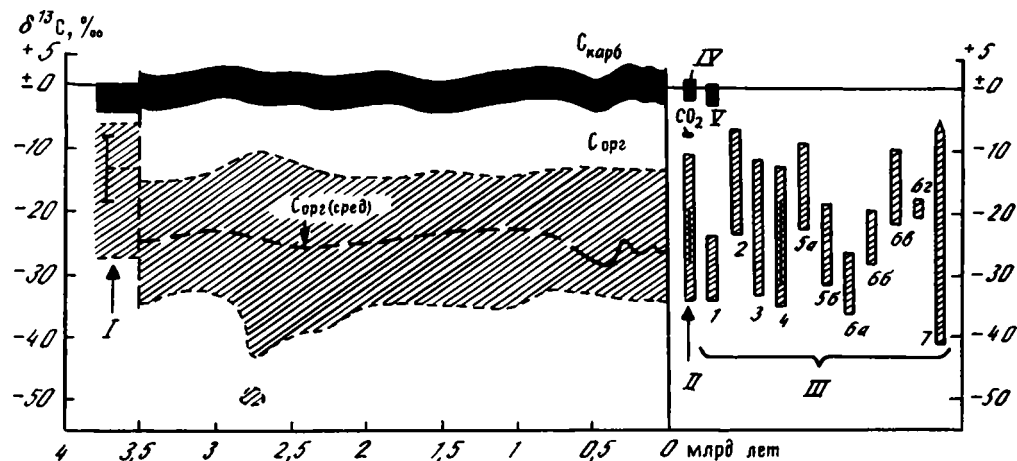


Рис. 5. Изотопный состав осадочного карбоната (C_{carb}) и органического углерода (C_{org}) в течение геологического времени

I — метасадки Исуа, 3,8 млрд лет; II — современные морские осадки; III — автотрофные организмы: 1—4 — растения, 5 — цианобактерии из природных сообществ (а), из лабораторных экспериментов на культурах (б), 6 — анаэробные фотосинтезирующие бактерии (а — Chromatiaceae, б — Rhodospirillaceae, в — Chlorobiaceae, г — Chloroflexaceae), 7 — хемоавтотрофные бактерии (метаногены); IV — современные морские карбонаты; V — морские бикарбонаты

3. Среднее (средневзвешенное на распространенность пород) содержание биогенного углерода в углеродсодержащих породах — 4,67%, а в обычных, невысокоуглеродистых первично-осадочных породах докембрия — 0,26% [Сидоренко, 1984; Сидоренко, Теняков, 1985].

Рассчитанные по исходным данным А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского [1976] массы ($0,4 \cdot 10^{24}$ и $3,6 \cdot 10^{24}$ г соответственно) показали, что в осадочно-метаморфической части "гранитной" оболочки Земли находится вдвое больше свободного биогенного углерода, чем во всех седиментогенных образованиях фанерозоя ($180 \cdot 10^{20}$ и $91 \cdot 10^{20}$ г) [Сидоренко, Теняков, 1985].

Углеводороды (битумы) и другие органические соединения

Постоянное присутствие углеводородных и других органических соединений (углеводы, аминокислоты и др.) в осадочно-метаморфических породах докембрия было установлено еще в начале 70-х годов [Родионова, Сидоренко, 1973; Егоров и др., 1974; Сидоренко, Сидоренко, 1975].

Недавно сделанные расчеты распространенности рассеянных УВ (битумов) в осадочно-метаморфических породах докембрия [Сидоренко, Теняков, 1982, 1985] позволили оценить их количество в целом, равное $\sim 5,0 \cdot 10^{20}$ г. Для сравнения отметим, что количество УВ всех месторождений нефти и газа в постдокембрийских отложениях составляет $0,01 - 0,03 \cdot 10^{20}$ г [Vassoevich, 1967; Вышемирский и др., 1971].

Изотопные данные (углерод, сера)

Углерод. Известная в настоящее время изотопная информация по углероду в геологических образованиях Земли представлена на рис. 5 [Schidlowski, 1982; Шидловский, 1984]. На основе этих данных можно сделать принципиальное заключение о том [Schidlowski, 1984; с. 124], что «...запись "обычных" значений $\delta^{13}C_{org}$ и $\delta^{13}C_{carb}$ началась 3,8 млрд лет назад». Отсюда следует, что биологи-

ческий контроль земного цикла углерода был достигнут уже ко времени образования наидревнейших из известных в настоящее время осадочных отложений.

Сера. Изотопные данные по сульфатной сере из докембрийских отложений [Чухров и др., 1969; Виноградов, 1980, с. 168] несомненно свидетельствуют о том, что «...изотопный состав серы Мирового океана выдерживался на постоянном уровне, вплоть до времени накопления докембрийских толщ Памира, Южного Прибайкалья и гренвилльской серии Северной Америки»¹ Следовательно, вывод о постоянстве количества живого вещества Земли и существовании кислородной атмосферы распространяется до времени накопления этих пород².

Таким образом, и осадочные породы, и биолитогенные образования достаточно развиты и фиксируются начиная с 3,8 млрд лет назад. Подчеркнем также, что на всем геологическом отрезке развития земной коры не обнаруживаются экзогенные проявления, которые могли бы свидетельствовать о неактуалистических параметрах атмосферы и гидросферы или об отсутствии биосферы в докембрийское время.

Одинаков для всего геологического разреза земной коры и спектр основных типов горных пород. Следовательно, принципиально един и процесс выветривания горных пород.

Вместе с тем из изложенного материала следует вывод о существовании направленной и необратимой эволюции экзогенного пороодообразования и органического мира на этом отрезке земной истории.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ УГЛЕРОДИСТЫХ АССОЦИАЦИЙ В ДОКЕМБРИИ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Идея использования формационного подхода или формационного анализа к древним осадочно-метаморфическим первично-осадочным толщам возникала всякий раз практически одновременно с их установлением. Углеродсодержащие породы и толщи в докембрии не являлись исключением в этом отношении, и по мере их выявления они нередко тут же изучались и классифицировались в формационном или даже фациальном ключе².

Однако этот этап "наивного оптимизма" быстро прошел, и исследователям стали ясны основные причины первых неудач в этой области. Прежде всего по-разному оценивался результат метаморфизма: в одних случаях он отражался в выделяемых формациях, в других — не принимался в расчет. Примерно в таком же ракурсе либо переоценивалась, либо недооценивалась эволюция во времени условий, процессов и соответственно характера возникавших образований. Наконец, применялись или не применялись разнохарактерные, но во многих случаях мало апробированные методики восстановления первичной природы метаморфизованных, в том числе первично-осадочных, пород.

Лишь с течением времени, по мере развития представлений о докембрийских первично-седиментогенных образованиях стали появляться работы, несущие действительно надежную информацию об условиях возникновения, в том числе и углеродсодержащих, толщ, о наиболее типичных ассоциациях пород, входящих в изучаемые парагенные комплексы, и даже нередко о фациальной природе

¹ Примерно до 3,5 млрд лет тому назад.

² Пока, вероятно, правильнее говорить не о формациях, а об ассоциациях углеродистых пород. Однако дальнейшее их изучение возможно, позволит числить их в ранге полноценных формаций.

отдельных конкретных образований этих комплексов. Многие теоретические и эмпирические основы такого анализа и таких реконструкций впервые сформулированы в работе А.В. Сидоренко и О.И. Луневой [1961]. И.В. Бельков [1963] одним из первых осветил формационные и фациальные аспекты осадочного бассейна в докембрии. На примере ассоциации графитовых сульфидсодержащих кристаллических сланцев и карбонатных пород Кокчетавского докембрийского массива впервые была рассмотрена проблема формационного анализа углеродсодержащих пород в докембрии [Розен и др., 1972].

В последующее десятилетие формационный подход к анализу осадочно-метаморфических толщ докембрия оказался весьма популярным и принес много новых сведений о природе древних углеродсодержащих комплексов. В значительной мере этапным было крупное совещание по углеродистым отложениям в докембрии и их рудоносности, проведенное в 1979 г. в г. Фрунзе [Проблемы ..., 1981]. Появились работы и по высокоуглеродистым формациям отдельных регионов докембрия СССР [Закруткин, 1982].

О ФОРМАЦИОННОМ АНАЛИЗЕ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ В ДОКЕМБРИИ

В начале 70-х годов в исследованиях с целью выделения формаций в глубокометаморфизованных стратифицированных докембрийских кристаллических комплексах существовали два главных направления: 1) выявление их парагенетических сообществ на основе процессов метаморфизма, их типов и возникших ассоциаций минералов, а также парагенезисов метаморфических пород, сформировавшихся в различных геотектонических условиях. Такой подход развивался в исследованиях А.А. Маракушева, Б.Я. Хоревой, Д.А. Великославинского с сотрудниками, Е.М. Лазько, Н.Л. Добрецова с сотрудниками и некоторых других; 2) определение исходной природы метаморфизованных пород с использованием практически полной прямой аналогии между формациями докембрия и постдокембрия (фанерозоя). Сторонником этой методологии формационного анализа докембрийских толщ выступила Ю.Ир. Половинкина.

Ни первый, ни второй путь не является безупречным, однако это заключение требует серьезных разъяснений. Все дело в том, какая конечная цель перед таким анализом ставилась. Если речь шла о выделении именно метаморфических формаций, то принцип естественных парагенетических ассоциаций метаморфических пород, возникших при определенных условиях, мог и должен был "работать" и применительно к этому процессу и к этому типу горных пород. Но такие ассоциации (формации) никакого отношения к первично-осадочным, первично-вулканогенным или к первично-магматогенным формациям (тип ассоциации) не имели и иметь не могли. И если анализ такой тем не менее иногда применялся для выявления первоначальных пород, то в лучшем случае это рождало недоразумения.

Принципиальным противником такого подхода к формационному анализу в докембрии был Н.П. Херасков, который показал неприемлемость подобных воззрений. С другой стороны, связанная с метаморфизмом петрогенетическая конвергенция признаков происхождения исходных пород вносит существенные ограничения в понимание первичных процессов осадконакопления, вулканизма или магматизма и, следовательно, ограничивает возможности выделения естественных парагенезисов исходных пород, т.е. дометаморфических ассоциаций.

Наконец, ещё в начале 70-х годов мы обращали внимание и на такой важный момент формационного анализа докембрийских толщ и их сопоставления с фанерозойскими, каким является "принцип аналогичности", или "принцип

гомологичности". Уже тогда мы подчеркивали, что, "вероятно, более правильно говорить о гомологичных парагенезисах, или о гомологии парагенезисов докембрийских метаморфических пород и определенных формаций фанерозоя" [Розен и др., 1972, с. 54]. В соответствии с тем содержанием, которое вкладывается в понятие "ассоциация", мы предлагали выделять в докембрии естественные парагенезисы ассоциаций пород в реальных тектонических условиях и параллелизовать их с фанерозойскими формациями, применяя к парагенезисам докембрийских пород термин "протоформация", или, точнее, "протоассоциация".

В эти же годы формировались и более сложные формационные подходы к докембрийским образованиям (В.И. Васильева, М.А. Черноморский, 1972 г.), но трудности их практического применения серьезно ограничивали теоретические возможности принципиально правильных исходных положений. В концепции В.И. Васильевой и М.А. Черноморского предполагалось знание первичного состава исходных толщ, палеотектонического режима их накопления, характера и степени метаморфических преобразований.

Уже в самом начале наших формационных исследований [Розен и др., 1972, 1975] определился еще один путь отыскания неметаморфизованных аналогов, или, точнее, гомологов, анализируемых формаций среди фанерозойских отложений. Элементы и формулировки принципа такого метода есть в работах Ю.Ир. Половинкиной, Я.Н. Белевцева и др. В полной мере применительно к рассмотрению, в частности, проблемы параамфиболитов в докембрии и конкретно углеродсодержащих толщ этот путь использован в ряде монографий [Сидоренко и др., 1972].

В настоящей работе, помимо этих методологических подходов, приемов и методик мы для большей достоверности конечных результатов использовали их только применительно к несомненным седиментогенным комплексам и толщам первично-осадочных пород, где не было необходимости теми или иными методами устанавливать их первичную природу.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ УГЛЕРОДИСТЫХ АССОЦИАЦИЙ

Проведенные нами широкие исследования литологии углеродсодержащих пород в докембрии [Розен и др., 1972, 1975; Созинов, Сидоренко, 1976; Докембрий..., 1978; Сидоренко и др., 1981; и др.] позволили установить следующие основные типы их ассоциаций: терригенно-углеродистую, карбонатно-углеродистую и кремнисто-углеродистую.

Осадки этих главных типов образуют весьма специфические парагенные ассоциации, возникающие в совершенно определенных историко-геологических условиях, и безусловно в самом первом приближении они могут быть выделены в ранг соответствующих формаций.

В связи с тем что для карбонатной и кремнистой ассоциаций углеродсодержащих пород в докембрии в целом ряде случаев характерны также и вулканогенные образования, возможно выделение и смешанных подтипов этих ассоциаций — вулканогенно-карбонатно-углеродистой, вулканогенно-кремнисто-углеродистой и вулканогенно-кремнисто-карбонатно-углеродистой.

Терригенно-углеродистые ассоциации

Комплекс пород описываемой ассоциации представлен переслаивающимися высокоуглеродистыми алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами или в той или иной степени их метаморфизованными эквивалентами.

Характерной особенностью первично-осадочных накоплений пород этой ассоциации является смешанный минеральный состав их глинистого вещества —

гидрослюда, каолинит, монтмориллонит, обилие самого углеродистого вещества (до 10% и более). Обычно осадки этой ассоциации залегают на размывтой поверхности подстилающих пород и являются отложениями, как правило, мелководных бассейнов начальных циклов трансгрессий. Очень часто в этих бассейнах накопление подобных осадков происходит в обстановке типичного сероводородного заражения придонных вод.

Выделяются два подтипа этих формаций "платформенного" ряда — терригенно-углеродистая нормальная и сульфидоносная рядов и подтип этих формаций "геосинклинального" характера.

Типичная терригенно-углеродистая ассоциация нормального (несульфидного) ряда распространена в центральной части Кольского полуострова в составе широкоизвестной серии и свиты кейв [Бельков, 1963; Сидоренко, Сидоренко, 1975; Закруткин, 1982] предположительно нижнепротерозойского возраста.

Весьма характерный пример терригенно-углеродистой ассоциации сульфидоносных отложений описан нами в пределах Кокчетавского массива на севере Казахстана [Розен и др., 1975]. Подобные же ассоциации пород известны в раннем докембрии Тянь-Шаня [Медведева, 1960], в протерозойских осадках в районе Оутокумпу в Финляндии [Peltola, 1960, 1968], в позднем докембрии в Северной Америке (США, штат Мериленд) [Choquette, 1960], во многих других регионах мира (Скандинавия, Шотландия и др.) [Сидоренко и др., 1978]. В Финляндии (район Оутокумпу) разнообразные черные сланцы, характеризующиеся высоким содержанием углерода и сульфидов (главным образом, пирротина и пирита), наряду с карбонатными породами входят в Карельскую сланцевую формацию юго-восточной и восточной Финляндии [Peltola, 1960, 1968].

Среди рассматриваемых отложений наиболее широко распространены так называемые филлиты, или аргиллитовые черные сланцы, состоящие наполовину из биотита, а также из кварца, плагиоклаз-андезина с примесью графита, пирита, пирротина и ильменита. Содержание графита и сульфидов железа достигает по весу 25%. В Северной Америке подобный комплекс отложений подробно изучен в провинции Пидмонт (США, штат Мериленд), где в серии Гленарм формация Кокейсвилль состоит из графитовых сланцев и мраморов с сульфидами железа, главным образом пирита [Choquette, 1960].

Геосинклинальный тип терригенно-углеродистой ассоциации может быть рассмотрен на примере нижнепротерозойских криворожской серии, распространенной в центральной части Украинского кристаллического щита, и в районе ее максимального развития — у Кривого Рога, где она слагает узкую полосу почти меридионального простирания. Характернейшей особенностью отложений этой серии является присутствие в ней мощной толщи железистых кварцитов.

Завершая краткое рассмотрение и характеристику основных литологических черт и особенностей терригенно-углеродистых ассоциаций докембрия, подчеркнем особо, что их гомологи весьма широко распространены и в фанерозое, причем в широких возрастных пределах — от кембрия до неогена. Не останавливаясь здесь на их подробном описании (что уже делалось раньше [Докембрий..., 1978; и др.]), упомянем, что к подобным формациям платформенного типа в фанерозое можно отнести битуминозные аргиллиты баженовской свиты Западно-Сибирской плиты, диктионемовые сланцы Швеции, сланцы Нансач (США), углеродистые сланцы Сино-Корейского щита [Созинов, 1969].

В заключение приведем в обобщенном виде разрезы других типичных представителей этой ассоциации и гомологичных им формаций фанерозоя (табл. 2), а также в кратком виде — некоторую другую определяющую геологическую информацию, характеризующую главные черты их проявлений в земной коре.

Т а б л и ц а 2
Геологические особенности терригенно-углеродистых ассоциаций

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

В наиболее типичных и характерных случаях рассматриваемая ассоциация состоит из первичного парагенезиса карбонатных пород — известняков, доломитов, мергелей, сидеритов и других разновидностей пород их рядов и глин или глинистых сланцев с высоким (до 50—70%) содержанием углеродистого вещества. Это также устойчивая во времени ассоциация углеродсодержащих пород, широко распространенная в докембрии, как среди образований протерозоя, так и архея.

Примерами проявлений таких ассоциаций могут служить протерозойские шунгиты Карелии, графитовые сланцы протерозоя нагорья Сангилен (Тува), углеродистые сланцы федоровской свиты иенгской серии и сутамской свиты Желтулинской серии архея Алдана и многие другие. Ассоциация шунгитов и шунгитовых пород Прионежья, приуроченных к верхнеятулийским и суйсарским отложениям южной Карелии (район озер Онежского, Суоярви, Туломозера и Малое-Янисярви наиболее часто описывается под названием "шунгит-карбонатно-сланцевой толщи" или просто "шунгитовых сланцев"). Суммируя исключительно широкие и глубокие исследования карельских геологов, проблемы шунгитов за последние годы (В.А. Соколов, Л.П. Галдобина, Ю.В. Калинин, В.И. Горлов, В.А. Подкопаев, Л.А. Бондарь и др.) [Сидоренко, Сидоренко, 1975; Шунгиты Карелии..., 1975; Шунгитовые..., 1981; и др.], отметим наиболее важные черты геологии, строения и особенностей конкретного развития образований этой формации на примере заонежской свиты, особенно развитой на заонежском полуострове и в районах р. Паж и на участке между деревнями Гомсельга—Спасская губа—Тивдия и др. В этом районе отложения онежской шунгитсодержащей толщи, которая подразделяется на две подтолщи — доломито-сланцевую и сланцево-шунгитовую, залегают здесь на так называемых пестроцветных мраморизованных доломитах. Доломито-сланцевая подтолща сложена серицит-кварцевыми, серицит-доломит-кварцевыми и серицит-доломитовыми сланцами серого, зеленовато-серого цвета. Это обычно тонкозернистые породы, иногда с небольшим количеством шунгитового вещества. Мощность подтолщи достигает 150—180 м.

Собственно шунгитовые породы представляют собой в различной степени насыщенные шунгитом сланцы, доломиты или кремнистые породы. Наиболее широко развиты сланцевые породы — смесь кварца, полевого шпата и шунгита. Однако, естественно, в докембрии известны проявления этой же формации и обычного "нешунгитоносного" типа.

Так, в пределах Алданского щита, подобная ассоциация отмечается в разрезе алданского комплекса: в иенгской, тимптонской и желтулинской сериях, значительное место она занимает лишь в верхней и нижней сериях [Гиммельфарб, 1972]. В иенгской серии — это ассоциация главным образом различных — диопсидовых, двупироксеновых, роговообманково-двупироксеновых, гиперстеновых кристаллических сланцев и мраморов (с небольшими прослоями кварцитов), в желтулинской серии — мраморов, кальцифилов и биотит-гранатовых плагиогнейсов. Важной особенностью проявлений этой ассоциации среди отложений Алданского щита нужно считать особую выдержанность всех прослоев углеродсодержащих и малоуглеродистых пород, причем выдержанность как по простираанию, так и по мощности в пределах исключительно больших площадей.

На Украинском кристаллическом щите в составе так называемой углито-терригенной формации [Каляев, 1965] постоянно выделяются ассоциации биотитовых и серицитовых сланцев и карбонатных пород. Кроме подобной парагенной ассоциации, встречаются углеродистые графит-кварц-карбонатные разности, которые на 60—70% состоят из карбоната, находящегося во взаимном

Геологические особенности карбонатно-углеродистых ассоциаций

Формация, район распространения	Возраст	Содержание, Сорг. %	Форма проявления	Литологический состав	Палеогеографические условия формирования	Состав малых элементов
Современные осадки, Черное море	Q	До 20	Сапропелевая природа	Карбонатно-углеродистые илы	Внутриконтинентальный бассейн с сероводородным заражением придонной части	Mo, V, Ni, Co, Cu
Формация Грин-Ривер, США	P	До 30	Кероген	Тонкое ритмичное переслаивание битуминозных сланцев и мергелей, обогащенных органическим веществом	Осадки пресноводных озер	Ba, B, V, Au, Li, Mn, Mo, As, Pb, Ag, Se, Sr, P
Горючие сланцы, Волжско-Печорский регион	I ₃	10—60	Горючие сланцы	Глины аргиллитоподобные, мергелистые, карбонатного материала 10—60%. Мощность 57 м	Внутреннее море, синеклизы платформы	V, Mo, Cu, Pb, Co, Ni
Медистые сланцы (хупершифер), ФРГ	P ₂	До 30	—	Медистые высокоуглеродистые сланцы: карбонаты — 8—50%, иллит — 17—70%, хлорит 10%, каолинит — 5%	Осадки мелководного трансгрессирующего бассейна с сероводородным заражением придонной его части	Cu, Zn, Pb, V, Cr, Mn, Ni, Mo, Ba
Кукерситы, Эстония	O ₂	10—40	Кероген	Тонкое переслаивание горючих сланцев с карбонатными породами	Открытый морской бассейн окраинного типа	Нет данных
Шунгиты, Карелия	PR ₂	3—40	Графитоподобное вещество шунгит (тонкая вкрапленность, прослой, линзы)	Толща переслаивающихся шунгитов, шунгитовых сланцев с доломитами	Крупный морской бассейн	V, F, Mo, Ni, TR
Черные сланцы (район Оутокумпу, Финляндия)	PR ₁	3—30	Рассеянная форма, графит	Черные сланцы, переслаивающиеся с первично-глинисто-карбонатными породами	Не установлено	U, V, P, Mo, Ni, Co, Ag, Au.
Углеродистые сланцы (Федоровская свита, Якутия)	AR	До 10	То же	Ритмичное переслаивание углеродистых сланцев с известняками и доломитами	То же	Нет данных
Графитовые сланцы (ингурская серия, Алдан)		2—15		Переслаивание графитосодержащих сланцев и кальцифиров		Mo, Ni, Co, V, Cu, Pb
Графитовые сланцы и графиты (Приазовье)		1—2		Первично-глинисто-карбонатные осадки	Мелководный морской бассейн в пределах миеоэпиклинали	Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn

проращении с графитом, причем карбонат является первично-седиментационным, отлагавшимся вместе с органическим веществом. Содержание остаточного углерода в породах этой ассоциации иногда превышает 20%.

Сопоставимость принципиального строения фанерозойских карбонатно-углеродистых формаций и их докембрийских метаморфизованных гомологов хорошо видна в табл. 3, где представлены некоторые, но типичные примеры подобного литологического типа породных ассоциаций, в которой сведены все основные геологические и литологические черты этих формаций и ассоциаций и некоторые другие определяющие их параметры.

Кремнисто-углеродистые ассоциации

Кремнисто-углеродистый тип ассоциаций широко распространен в отложениях фанерозоя и докембрия всех континентов. Среди докембрийских ассоциаций к указанному типу можно отнести углеродистые сланцы нижнего протерозоя Алтае-Саянской области, протерозойские углеродистые ассоциации Дальнего Востока, углеродистые сланцы железорудной формации Анимики, развитые в районе Айрон-Ривер — оз. Верхнее (США), имеющие протерозойский возраст, графиты и графитовые сланцы серии Симанду Либерийского щита, графитовые сланцы, залегающие среди кварцитов иенгрской серии Алдана, и многие другие.

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

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

В докембрии осадки кремнисто-углеродистых ассоциаций широко распространены, но максимально развиты в позднем докембрии и палеозое. В мезозое и кайнозое намечается значительное их сокращение, но не полное исчезновение.

Основные геологические, литологические и палеографические параметры формирования отложений этой ассоциации сведены в табл. 4; типичные их разрезы [Созинов и др., 1979, 1983], свойственные и докембрию, и фанерозою, в совокупном виде представлены ниже.

Вулканогенно-кремнисто-карбонатно-углеродистые ассоциации

Вулканогенно-углеродистые ассоциации представляют очень большую группу образований. Впервые их выделил Н.С. Шатский [1955] и назвал отдаленно-кремнистой формацией, тесно связанной с вулканогенными зеленокаменными свитами. Н.С. Шатский приводит пример кремнисто-сланцевой формации Сакмарского поднятия, описанной В.Н. Павлиновым, а также Б.М. Келлером [1949]. Ассоциация сложена сланцевыми породами — различными кремнистыми, кремнисто-глинистыми, кремнисто-туфовыми или туфитовыми сланцами. Окраска пород темно-серая или черная и зависит в основном от содержания углеродистого вещества. Сланцы различного состава чередуются друг с другом. Местами в них появляются пачки и толщи туфов, граувакковых и реже кварцевых песчаников, часты карбонатные прослои. Как полагал Н.С. Шатский [1955], кремнисто-сланцевая формация фациально связана либо непосредственно с

Т а б л и ц а 4

Геологические особенности кремнисто-углеродистых ассоциаций

Формация, район распространения	Возраст	Содержание, Сорг, %	Форма проявления	Литологический состав	Палеогеографические условия формирования	Состав малых элементов
Современные осадки Бенгальский залив и Перуанское побережье	Q	6—16	Органическое вещество сапропелевой природы с высоким содержанием Сорг	Кремнистые илы, обогащенные органическим веществом. Диадомовые водоросли	Подводные окраины материков, зоны апвеллинга, внешние части шельфа	P, V, Mo, Ni
Формация Фосфория, США	P ₂	15—20	Рассеянная форма Сорг	Два горизонта фосфатных битуминозных кремнисто-глинистых сланцев	Крупный мелководный залив теплого моря — стабильный шельф	U, Mo, Ni, V, P, Ag, Se, Pb
Средняя Европа	S	10—15	Рассеянное высококарбонизированное (керит-антраксолит) вещество	Два горизонта углеродисто-кремнистых сланцев	Мелководный эпиконтинентальный полузамкнутый бассейн	U, V, Mo, Cu, P, Zn, Se, Ag, Pb, Ni, TR
Сино-Корейский щит	Є ₁	6—32	Рассеянное, высококарбонизированное органическое вещество — керит, антраксолит	Горизонт переслаивающихся кремнистых и углеродисто-кремнистых сланцев	Обширный мелководный заливообразный бассейн. Начальные циклы трансгрессии	Mo, P, V, Ni, Ag, Cu, Au, TR
Казахстан, Киргизия	Є _{1—2}	20—75	Рассеянное карбонизированное сапропелевое вещество	Ритмичное переслаивание углеродисто-кремнистых сланцев с кремнистыми сланцами	Серия узких, протяженных мелководных эпиконтинентальных проливообразных водоемов	V, Mo, P, Ag, TR
То же	PR ₃	5—15	Графитоподобное вещество, графит	Толща переслаивания кварцитов, углеродистых кварцитов, филлитовидных сланцев	Открытый морской бассейн средних глубин	U, V, Mo, Cu, P, Zn, Se
Казахстан, Киргизия	PR ₃	5—10	Высококарбонизированное углеродистое вещество (антраксолит)	Переслаивание кремнистых, углеродисто-кремнистых сланцев	Бассейн замкнутых впадин в пределах пришельфового трога	V, Pb, U, Cr, Ba, Zn, Y, Mn, As, Yb
Рам-Джангл, Австралия	PR ₁	10—15	Рассеянная форма графита. Графит послойный и прожилковый	Толща переслаивания углеродистых сланцев и графитовых сланцев	Область шельфа мелководного бассейна с рифовыми барьерами	U, Cu, Pb
Графитовые кварциты, иенгская серия, Алданский щит	AR	10—15	Рассеянная форма графита	Переслаивание графитосодержащих кварцитов с кварцитами олигомиктовыми	Не установлены	Нет данных
Графитовые кварциты и графиты, Приазовье	*	1—30	То же	Первично-кремнисто-терригенные осадки	Мелководный морской бассейн	Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn

основными эффузивами, либо с основными лавами с прослоями сургучно-красных яшм. Рассматриваемые ассоциации весьма широко распространены как в отложениях докембрия, так и фанерозоя.

Среди докембрийских первично-осадочно-вулканогенных толщ к ассоциациям этого типа можно отнести углеродистые сланцы серии Киватин (Канада), нижнепротерозойские сланцы Русс Лабрадорского трога севера Канады, отдельные толщи ятулийских шунгитов (I–III пачки) Карелии, сланцы свиты Претория в Южной Африке, верхнеархейские графитоносные сланцевые толщи Приазовского массива и севера Карелии [James, 1954; Wilson, 1956; Goodwin, 1962; Марков, 1962; Cloud et al., 1965; Gross, 1965; Формозова, 1973; Калинин, Соколов, 1975; Сидоренко, Сидоренко, 1975; Сидоренко и др., 1978, 1981; и др.].

Комплекс пород ассоциаций обычно состоит из переслаивающихся углеродистых кремнистых и (или) карбонатных сланцев, яшм, известняков и доломитов, иногда грубых кластических пород с продуктами подводного вулканизма. Так, И. Клауд с соавторами [Cloud et al., 1965] относят отложения формации Соудан, вмещающие слои углеродистых отложений, к одним из древнейших углистых отложений Земли с абсолютным возрастом не менее 3 млрд лет. Отдельные слои и линзы в этой формации настолько обогащены углеродистым веществом, что приближаются к графитизированному углю. Химические, спектрофотометрические и рентгенофлуоресцентные исследования несомненно свидетельствуют об органическом происхождении углерода. Под электронным микроскопом обнаружен керогеноподобный материал, который можно интерпретировать скорее всего как остатки органической ткани.

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

ГЛАВНЕЙШИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ УГЛЕРОДИСТЫХ АССОЦИАЦИЙ

Рассмотренные конкретные литологические данные о сложении выделенных нами основных типов углеродистых ассоциаций в докембрии позволяют представить в обобщенном, генерализованном виде их главнейшие общие литологические особенности. Каждая из четырех выделенных нами основных углеродистых ассоциаций имеет свои совершенно определенные и четкие литологические (фациальные) и генетические границы образования, а также соответственно регионально-тектонические и палеогеографические условия их возникновения и накопления в геологической истории докембрия.

Терригенно-углеродистая ассоциация — это мощные и тонкопереслаивающиеся пласты и пачки, первично представленные высокоуглеродистыми и (или) битуминозными аргиллитами, алевролитами, алевропелитами; в метаморфизованном качестве ассоциации сложены глинистыми сланцами, кристаллическими сланцами, парагнейсами, кианитовыми, ставролит-гранатовыми и слюдисто-гранатовыми сланцами; двупироксеновыми, роговообманково-двупироксеновыми кристаллическими сланцами.

Карбонатно-углеродистая ассоциация — тонко (иногда ритмично) переслаивающиеся толщи, сложенные в неметаморфизованном или слабометаморфизованном виде глинами и мергелями, глинами и доломитами, реже с прослоями известняков, шунгитами, шунгитовыми сланцами; в метаморфизованном виде разрезы представлены глинистыми сланцами и мрамори-

зованными породами (реже с прослоями мраморов), кристаллическими сланцами и кальцифирами.

Кремнисто-углеродистая ассоциация — горизонты, реже толщи, как правило, переслаивающихся (иногда ритмично) пород, представленных в неметаморфизованном состоянии глинами и кремнистыми породами, смешанными глинисто-кремнистыми образованиями; в слабометаморфизованном состоянии — это переслаивание глинистых и кремнистых сланцев. Сильно метаморфизованные разрезы сложены чередующимися филлитовидными сланцами и кварцитами; кристаллическими сланцами и сливными кварцитами.

Вулканогенно-углеродистая ассоциация — в неметаморфизованном или слабометаморфизованном виде породы, слагающие ассоциацию, представлены глинами или глинистыми сланцами, кремнисто-глинистыми породами, различными кремнистыми образованиями, кремнисто-туфовыми породами, туффитами, туффитовыми сланцами. Нередко это филлиты, аргиллиты, мраморизованные породы с линзами и прослоями в них лав и различных (липаритовых, дацитовых, базальтовых) туфов. В метаморфизованных разрезах это главным образом ассоциации кристаллических сланцев, кварцитов, железистых кварцитов, туфовых и туффитовых сланцев, сильно метаморфизованных лав различного состава.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ДОКЕМБРИИ

ОСНОВНЫЕ СОСТОЯНИЯ НАХОЖДЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОДАХ

В результате исследований, проведенных нами в течение более чем 20 лет, а также обобщения работ многих советских [Проблемы..., 1975] и зарубежных [Mineral..., 1982] ученых стало ясно, что органический компонент в первично-осадочных, осадочно-метаморфических породах докембрия представлен: твердым углеродистым веществом; экстрагируемым связанным углеводородным веществом; экстрагируемым "свободным" органическим веществом; нерастворимым (остаточным) органическим веществом ("дебитуминизированным керогеном"); газообразным углеводородным веществом (оклюдированными и адсорбированными газами).

Подобная классификация органического вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия предлагается впервые. Твердые фазы органического вещества представлены, как правило, графитом (графитоидом, графититом, шунгитом) и углистыми частицами или обособлениями неграфитовой структуры. Экстрагируемые хлороформом и спиртобензолом фракции — это в основном битумы и битумоиды, фазовое состояние которых можно лишь условно назвать "жидким". Остаточная, не экстрагируемая этими реактивами сложная углеводородная фаза неясного до конца физического состояния — та субстанция, за которой закрепилось название "кероген". Экстрагируемые гуминовые кислоты и аминокислоты, очевидно, нормально жидкая фаза. Нормальной газовой фазой в осадочно-метаморфических породах докембрия представлены также газообразные УВ широкого ряда.

КРИТЕРИИ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Исторически первыми критериями, а точнее, отдельными конкретными фактами, характеризующими нахождение диагностируемых объектов, положенными в основу установления природы, в частности, небольших углистых обособлений в ботнических филлитах Финляндии, оказались, во-первых, сам факт их нахождения в осадочной породе и, во-вторых, собственно морфология этих образований. Именно благодаря интеграции формы объекта, напоминающей организованные биологические формы, и характера заключающей этот объект среды, т.е. среды, для которой в принципе допустимо (по аналогии с фанерозоем) нахождение биогенной субстанции, Н. Седерхольм [Sederholm, 1911] пришел к соответствующему выводу и присвоил этому "былому" существу биологическое имя *Corycium Enigmaticum*.

Следующий опыт поисков критериев был предпринят лишь в конце 40-х и начале 50-х годов и представлял собой изотопно-углеродистую диагностику природы углистого вещества уже упомянутого *Corycium Enigmaticum* [Rankama, 1948, 1954] и сходных образований в лептитовых породах [Tyler, Barghoorn, 1954; Mars, 1951].

К концу 50-х годов оформился и еще один подход к опознанию генетической природы органического вещества осадочно-метаморфических пород докембрия — обнаружение в этих породах различных углеводов, считавшихся безусловно продуктами превращений только изначально биогенных веществ, попавших в осадок в период его седиментации [Swain et al., 1958; Tyler et al., 1957; Barghoorn, 1957]. Еще более укрепился авторитет этого пути познания протогенезиса органического вещества докембрийских осадков, когда из этих пород были выделены и идентифицированы такие основные палеобиохимические маркеры биогенности, как фитан и пристан (изопреноидные углеводороды) [Schidlowski, 1965; Belsky et al., 1965; Smith et al., 1970; Johns et al., 1966; Barghoorn, Schopf, 1965], аминокислоты [Abelson, Hoering, 1960; Prashnowsky, Schidlowski, 1967], а также углеводороды [Oro, Nooner, 1967].

Новый и важный шаг в развитии диагностики природы органического вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия был сделан нами в середине 60-х годов. Исследования по этой проблеме развернулись и в плане связи нахождения, распространенности и закономерностей распределения органического вещества с осадочно-породным составом изучаемых разрезов и с сугубо седиментационными деталями и особенностями сложения исследуемых осадочно-метаморфических пород или их комплексов в докембрии с таковыми же закономерностями присутствия органического вещества в осадочных породах фанерозоя. Это практически абсолютное доказательство одновременно и биогенности этого вещества, и синхронности его попадания в накапливавшиеся первичные осадки вместе с основным минеральным веществом последних.

Однако параллельно с развитием подходов и методов генетической диагностики органической субстанции докембрийских первично-осадочных пород и получением позитивных решений этой проблемы уже с начала 60-х годов ряд исследователей оспаривали и продолжают оспаривать биогенное происхождение свободных углеродистых выделений и углеводов в метаосадочных породах докембрия. Если оставить в стороне слабо аргументированные или просто произвольные соображения некоторых оппонентов о "небиогенности" этих образований и рассматривать этот вопрос с "позиции фактов", то окажется следующее. Во-первых, действительно, диагностика природы проявлений свободного углерода и различных органических соединений в древнейших осадочно-метаморфических комплексах затруднительна. Во-вторых, очевидно, что "живое" действительно возникло на

каком-то определенном этапе из "неживого", и, таким образом, теоретически мы вправе среди древнейших геологических образований искать и добиогенную стадию образования органических структур.

В чем же причина сложностей поисков и генетической интерпретации природы углеродистых и углеводородных проявлений в древнейших метасадочных породах докембрия? Хотим мы того или не хотим, в настоящее время приходится считаться со следующим очевидным фактом. Все или практически все важнейшие представители основных классов и групп органических соединений, обнаруженные в древних и древнейших осадочных породах, установлены в углистых метеоритах, а многие из них — и в поверхностных образованиях Луны, а также в целой серии модельных экспериментов при самых различных условиях, приближающихся к теоретически возможным древнейшим.

Так, по данным Б. Наги [Nagy, 1966; Nagy, Nagy, 1970], в углистых метеоритах установлены очень многие насыщенные УВ типа алканов, изопреноиды, алефиновые углеводороды, очень многие ароматические УВ, карбоновые кислоты и широкий ряд азотистых соединений, включая порфирины.

В образцах лунного реголита, доставленных "Апполоном" -12...-16 и отобранных в достаточной удаленности от места посадки космического корабля, С. Понамперума, Д. Оро, Б. Наги и С. Фокс обнаружили следующие аминокислоты: глицин, серин, аспарагиновая и глутаминовая кислоты и иногда треонин и др. Б. Наги предполагает, что все эти аминокислоты образовались либо в результате воздействия компонентов солнечного ветра, либо с участием карбидного углерода.

В лунном веществе, по данным Р. Джонсона и К. Дэвида, обнаружены высокомолекулярные алканы, ароматические углеводороды (бензол и др.), а также свободный углерод в форме графита.

Не имея возможности подробно суммировать эксперименты, выполненные после классической работы П. Миллера (т.е. эксперименты Д. Уилсона и С. Понамперума, Д. Оро, С. Фокса, М. Кальвина и др.), можно лишь подчеркнуть, что во всех этих экспериментах были синтезированы очень многие важнейшие органические соединения. Именно это позволило М. Руттену [1973] признать, что, видимо, «"неорганическое образование" органических соединений — распространенный космический процесс».

Кроме того, теперь показано, что так называемая оптическая активность, ранее считавшаяся непременным свойством только органических соединений биогенного происхождения, свойственна и многим неорганическим соединениям, а также органическим соединениям неорганического синтеза. Появились определенные сложности и в применении изотопно-углеродного критерия распознавания продуктов биогенеза. Все это обусловило серьезные трудности в генетической интерпретации. Выход из этой ситуации мы, как и многие зарубежные исследователи, видим в дальнейшем совершенствовании и углублении всех применяемых методов диагностики, в переводе их на субмолекулярный и молекулярный уровни с обязательным изотопным изучением кислорода, углерода и серы во всех основных фракциях, в комплексности их использования.

О ПРОБЛЕМЕ ПОТЕРЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

В монографии 1975 г. [Сидоренко, Сидоренко, 1975] и во многих других наших работах, включая работы последних лет, уже давался в общем виде анализ и результаты трансформации фоссилизированного органического вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия. Указывали мы и соот-

ветствующие конкретные формы и пути отторжения тех или иных продуктов, компонентов или элементов органической материи в связи с самыми различными факторами, процессами или явлениями изменения органической субстанции, находившейся в породах разного характера. Мы во многом следовали за широко известными работами ряда советских и зарубежных исследователей по трансформации органического вещества, начиная с седиментации, через стадию диагенеза, включая катагенный этап осадкообразования, и т.д. Метаморфогенные стадии жизни горных пород и органического вещества мы изучали главным образом на базе собственных изысканий. Мы использовали то чрезвычайно ценное, что дали исследованию работы В.А. Успенского, Н.М. Страхова, С.Г. Неручева, О.К. Бордовского, А.Э. Конторовича, Е.А. Романкевича, Н.В. Лопатина и многих других.

Первые потери ОВ начинает испытывать уже на стадии седиментации, однако по современным оценкам эти потери не превышают первых процентов. Они связаны главным образом с биологической деятельностью микроорганизмов и актами растворения отдельных фрагментов ОВ в морских и океанических водах. Значительно более существенны потери ОВ на стадии диагенеза (в среднем до 20%). Здесь наряду с двумя указанными выше механизмами потеря начинается работать и механизм потерь, связанный с участием в этих процессах железа и серы. Наиболее значительны потери ОВ на стадии катагенеза (78% и более, по Н.В. Вассоевичу [1973], — до 80% для сапропелевого ОВ). Более затруднительны оценки потерь ОВ при метаморфизме, что связано с существованием двух взаимоисключающих точек зрения на подвижность органических веществ при метаморфизме. Первая подразумевает принятие особой стабильности этого вещества, во всяком случае, со стадии "нерастворимого керогена", вторая [Петров, Макрыгина, 1975] — признание достаточной их подвижности.

Заметный вклад в решение этого вопроса внес В.Е. Закруткин [1982]. Его материалы подтвердили как наши данные, так и данные других исследователей [Савельев и др., 1974; Петров, Макрыгина, 1975], о том, что и в процессе регионального метаморфизма имеет место дальнейшее заметное убывание количества углерода в изменяющихся породах.

Однако нам представляются явно ошибочными такие оценки потерь (полученных расчетным путем), достигающие 67—75% [Петров, Макрыгина, 1975] или 80% [Закруткин, 1982]. И дело здесь не столько в методах самих расчетов¹, а в той геологической основе, к которой эти расчеты применяются. Как правило, при подобных оценках для исследования берутся какие-либо разновозрастные (иногда однотипные, чаще — разнохарактерные по литологии) образования, которые в силу геолого-структурных или геолого-тектонических условий попадают в различные зоны регионального метаморфизма. Нередко эти сравниваемые зоны захватывают пространства во многие десятки или даже сотни километров по протяженности. Эти зоны, естественно, секут в абсолютно произвольных направлениях первичные фациальные зоны осадочных пород и осадочно-породных бассейнов либо даже охватывают первичные бассейны этих пород или конкретные разрезы выстилающих их пород по вертикали. Принять, что во всех этих случаях исходные осадочные породы (на дометаморфической стадии) содержали одинаковые по простиранию или в разрезе концентрации ОВ (а именно так и делают многие авторы, ведущие подобные расчеты), ни в коем случае нельзя. Это противоречит элементарной известной эмпирике по распространности $C_{орг}$ и в фанерозойских, и в докембрийских осадках. Тем более нельзя "от обратного" восстановить возможные былые, пусть даже разные

¹ Хотя, как будет показано далее, не вполне обоснованы и сами методы таких расчетов.

их количества в разных фациальных зонах осадочных комплексов, а затем вслед за этим, пользуясь общим итогом, который дал прошедший метаморфизм, вновь решать проблему теоретически возможных, существовавших ранее количеств ОБ в породах.

Нам представляется, что в настоящее время фактический уровень наших знаний в этой области [Сидоренко, Сидоренко, 1975; Закруткин, 1982] позволяет лишь условно принять примерно 30% потерь ОБ в среднем для всех литологических типов пород, метаморфизованных в условиях наиболее распространенной амфиболитовой фации метаморфизма. Но и этой исходной величиной можно пользоваться лишь также "в среднем" и то лишь при достаточно общих расчетах былых масс органического вещества в целом.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ТВЕРДОЕ УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

Твердое углеродистое вещество углеродсодержащих осадочно-метаморфических пород докембрия — основная форма присутствия биогенного органического вещества в древнейших комплексах Земли.

Предполагается, что это конечная форма органического вещества в высокометаморфизованных горных породах, в которую переходят все типы и формы состояния органических соединений, ранее присутствовавших в первичных осадочных породах.

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ТВЕРДОГО УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА

Работ, посвященных описанию нахождения, иногда форм присутствия твердого углеродистого вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия известно немало. Однако какого-либо обобщения или какой-либо систематизации морфологических типов проявления этого вещества в первично-осадочных и метаморфизованных породах докембрия долгие годы не существовало.

Из детальных работ, заложивших определенные основы знаний о проявлениях углеродистого вещества в докембрийских породах, следует безусловно назвать работы Д. П. Сердюченко, Н. П. Семененко, В. В. Бунтина, П. Г. Борисова, И. В. Гинзбург, Р. М. Полуновского, а из зарубежных — прежде всего работы П. Эсколы, И. С. Седерхольма, К. Ранкамы, Е. Пелтола.

В 1970 г. впервые была сделана попытка такого рода анализа, обобщения и систематизации всех известных описаний и авторских оригинальных наблюдений [Сидоренко, 1970].

На основании детального петрографического изучения всех вовлеченных в орбиту нашего исследования углеродсодержащих пород архейского и протерозойского возраста из самых различных докембрийских комплексов и толщ территории СССР и некоторых зарубежных стран мы стремились выявить все основные, важнейшие морфологические типы проявлений углеродистого вещества, которые встречаются в осадочно-метаморфических породах докембрия. С этой целью они подверглись детальному оптическому исследованию в различного размера и типа полировках и прозрачных средах (шлифах), а наиболее характерные из них — электронно-микроскопическому изучению.

Уже в процессе этих исследований стало очевидным, что выделяемые

основные морфологические типы проявлений углеродистого вещества с полным правом можно считать и морфогенетическими. Мы пока далеки в ряде случаев от реальных представлений о характере и механизме тех процессов, которые приводили к образованию наблюдаемых морфологических типов. Но в то же время мы убеждены в том, что любое детальное расчленение, расклассифицирование "целого" уже есть шаг на пути к его познанию. Выделенные морфогенетические формы достаточно хорошо и детально описаны по многочисленным районам проявления углеродсодержащих пород [Сидоренко, 1975], поэтому в настоящей работе приводятся лишь типичные примеры подобных морфогенетических проявлений.

Точечная тонкодисперсная форма

Эта морфологическая разновидность нахождения углеродистого вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия является наиболее часто встречаемой, наиболее распространенной и, по-видимому, наиболее близкой к первичной рассеянной форме нахождения органического вещества в первичных осадочных породах. Углеродистые частицы, размеры которых, как правило, колеблются от долей микрона (реже меньше) до нескольких десятков микрон¹ в подавляющем большинстве случаев равномерно пронизывают буквально всю породу, все слагающие ее минералы (табл. I). Правда, плотность диспергирования бывает самой различной — от нескольких частичек на 100 мкм² (и менее) до весьма плотного насыщения породы углеродистым веществом, когда она становится серой или черной, почти не просвечивающей. Очень важно подчеркнуть, что эта форма нахождения свободного углерода свойственна главным образом тонкокristаллическим метаморфическим породам (обычно сланцам) либо отмечается в отдельных тонкокristаллических участках пород, сильно метаморфизованных и большей частью перекристализованных.

4 Межкristаллическая, межзерновая форма

Эта морфологическая разновидность проявлений углеродистого вещества несомненно возникла на более поздней стадии и является вторичной по отношению к только что рассмотренной выше тонкодисперсной форме. По всей вероятности, она связана главным образом с перекристализацией породы, возникновением и ростом отдельных крупных кристаллических индивидуумов (табл. II). Сюда же мы относим и форму проявлений углеродистого вещества, нередко наблюдающуюся по спайности минералов. Габитус проявлений этого типа целиком определяется теми минералами, в которых или между которыми эта форма получает распространение. Однако, как правило, мощность этих выделений не превышает первых микрон, а протяженность — первых десятков микрон.

Определенной и весьма своеобразной разновидностью этого морфологического типа мы считаем скопление углеродистого вещества, как бы висящее на гранях отдельных, по-видимому, быстро росших кристаллов или их агрегаций.

Генетически проявление этой разновидности мы считаем возможным связывать с таким широко известным в геологии и геохимии явлением, как автолизия. Условность границ выделенных типов проявлений не вызывает сомнений. На приведенных снимках можно также наблюдать сочетание самых различных форм проявления углеродистого вещества в докембрийских породах.

¹ Наиболее распространены частицы размером в первые единицы микрон.

Крупные выделения

Эта морфологическая разновидность проявлений углеродистого вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия также, по-видимому, в подавляющем большинстве случаев является вторичной. Более того, по нашему мнению, генетически она весьма близка к только что описанной межзерновой, межкристаллической форме. Можно даже сказать, что она является в определенной степени выражением той подвижности, которую приобретает углеродистое вещество при метаморфизме, где начальной формой миграции углеродистого вещества нужно считать выделение в межзерновых, межкристаллических пространствах и в спайных зонах.

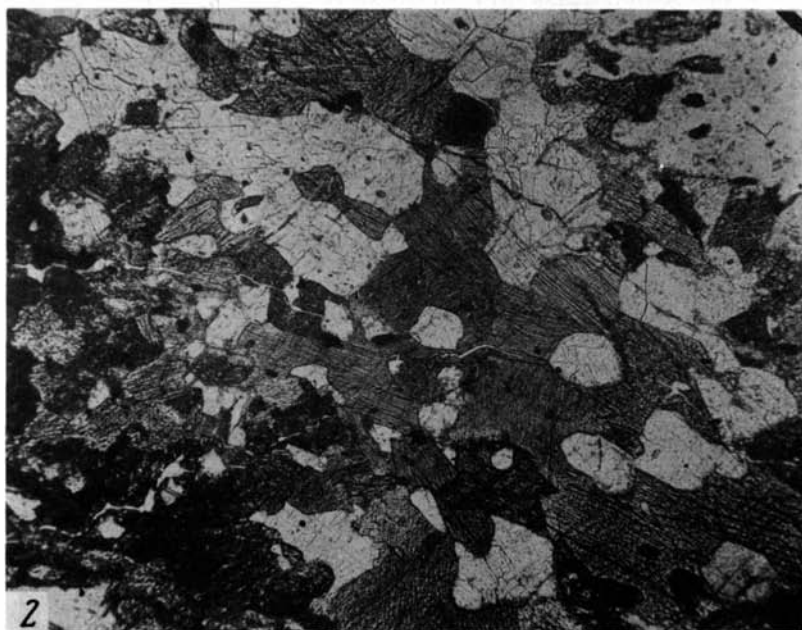
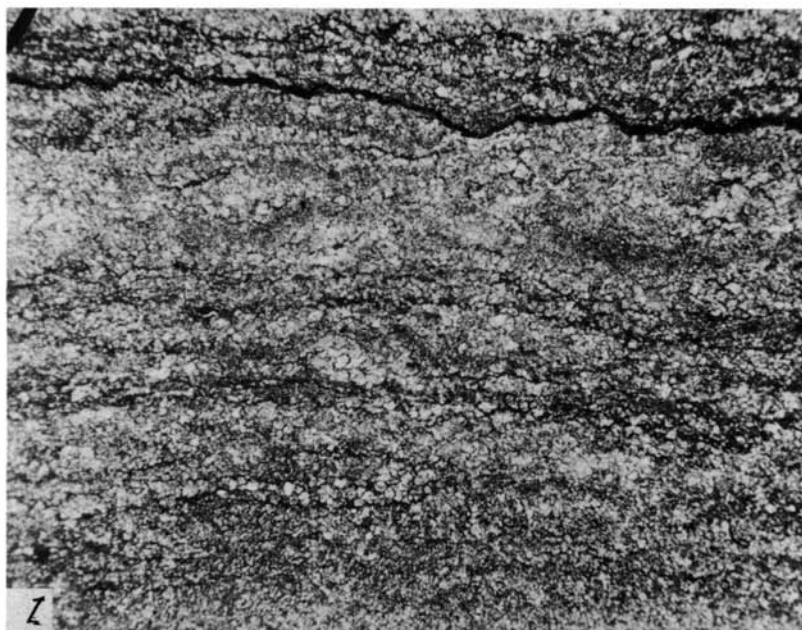
Форма выделений самая разнообразная — от изометрической до резко неправильной (табл. III), размеры также сильно варьируют — от нескольких микрон до видимых простым глазом, распространены спорадически.

Микротрещинная и трещинная формы

Этот морфогенетический тип выделений, судя по характеру его взаимоотношений с тремя предыдущими, наиболее поздний, формирующийся за счет первых трех и на них накладывающийся. Габитус выделений этого типа самый различный, варьирующий от микроскопического до гигантско-трещинного. В первом случае мощность выделений иногда не превышает первых микрон, во втором — достигает мощности в первые сантиметры или даже десятки сантиметров. Последним морфогенетическим типом проявления углеродистого вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия представлено большинство месторождений графита, связанных с докембрийскими комплексами. Это так называемый трещинно-прожилково-вкрапленный тип руд среди пород докембрия, насыщенных тонкодисперсным или тонкочешуйчатым углеродом (табл. IV).

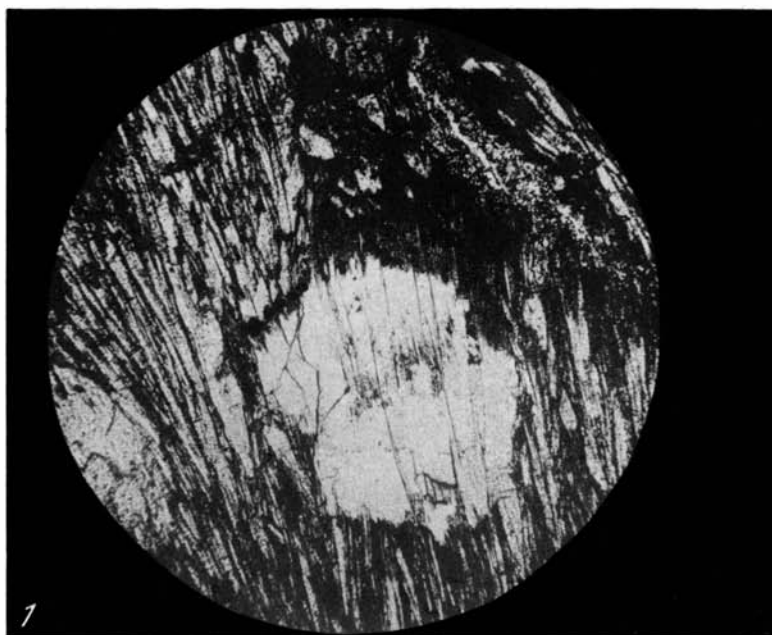
Нужно отметить, что выделенные и описанные нами основные морфогенетические типы проявлений (нахождений) углеродистого вещества в докембрийских первично-осадочных породах распространены широко и фактически легли в основу петрографии углеродистого вещества параметаморфических пород докембрия. Однако не следует забывать (хочется подчеркнуть это особо), что это лишь основные, ведущие формы твердых углеродистых веществ в этих образованиях. Дальнейшее развитие исследований в этом направлении [Закруткин, 1982; Фирсова, 1982], естественно, дало и некоторые новые данные. Так, С. О. Фирсова [1982] обратила внимание на нахождение в породах печенгской серии углеродистого вещества в виде обломков. Для тонкодисперсного вещества описаны формы его сегрегации в виде гнезд, хлопьев, нитевидных выделений. В углеродсодержащих породах ладожской формации, в частности, в кварцитах Кительского рудного поля, углеродистое вещество встречается в форме округлых каплевидных и овальных выделений, чешуйчатых разновидностей.

Согласно наблюдениям В. Е. Закруткина [1982], тонкодисперсное углеродистое вещество первично-осадочных образований, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой (Криворожье, Прионежье, Печенга, Имандра-Варзуга, КМА), эпидот-амфиболитовой (Криворожье) и амфиболитовой (Кейвы) фаций метаморфизма, морфологически иногда встречается в виде хлопьевидных и нитчатых выделений, лишенных четкой кристаллографической огранки, реже — в виде удлиненных чешуек, гексагональных кристаллов и их линзовидных агрегатов. Детальные исследования межзерновой (или межкристаллической) формы выделения графита в кварцитах и кварцитогнейсах, в мраморах и

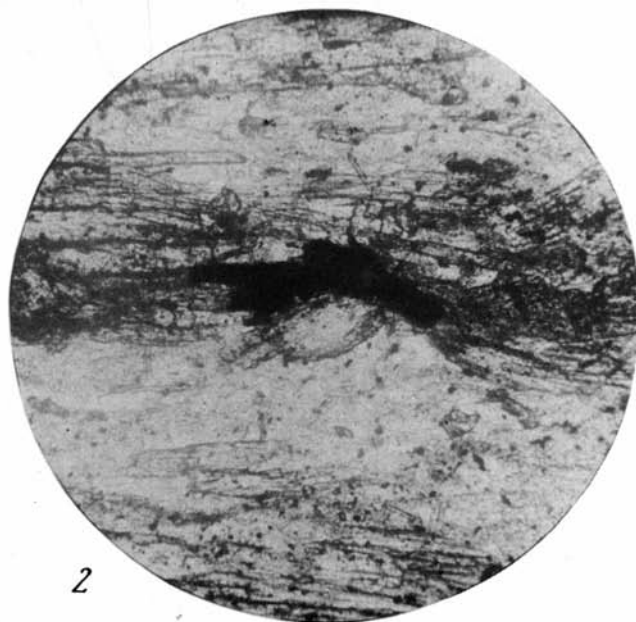
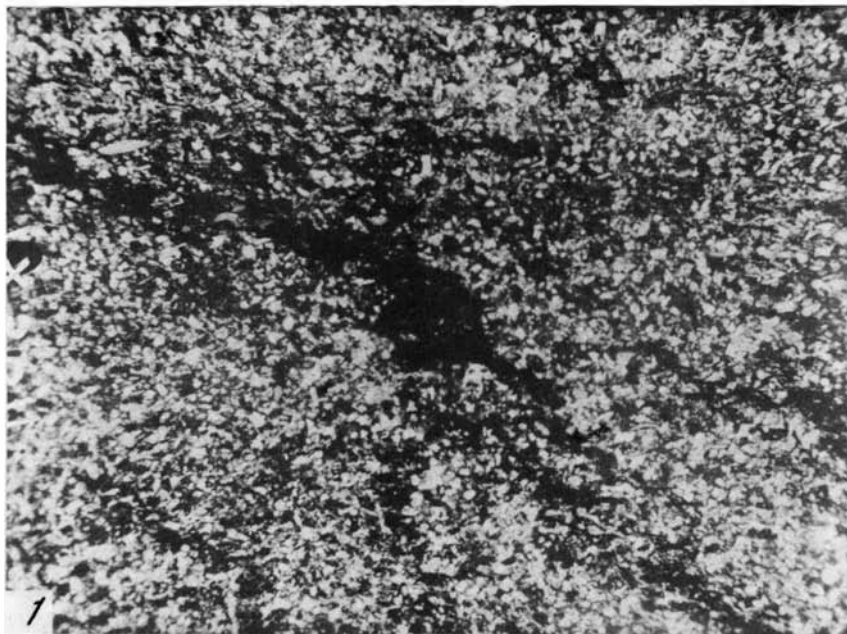


Точечная форма выделений свободного углерода, $\times 30$, николи II

1 — углистый сланец, Антарктида; 2 — графитовый гнейс, пос. Тальное, УКШ

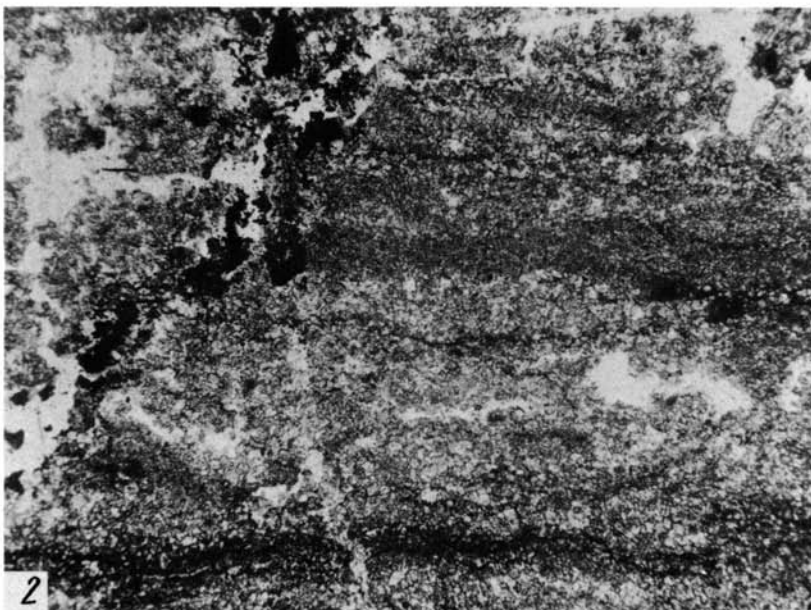
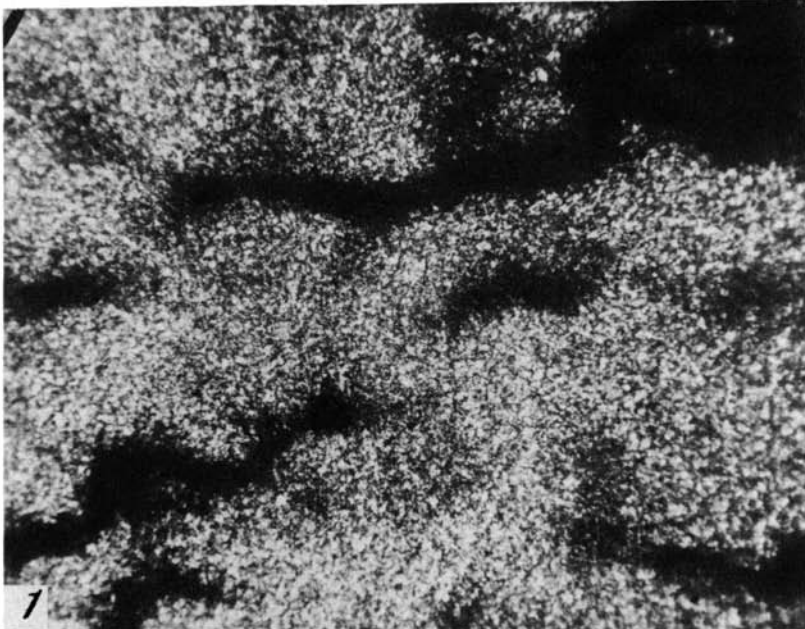


Межзерновая форма выделений свободного углерода, $\times 30$, николи II
1, 2 — кянитовые сланцы, свита кяйв, Кольский полуостров



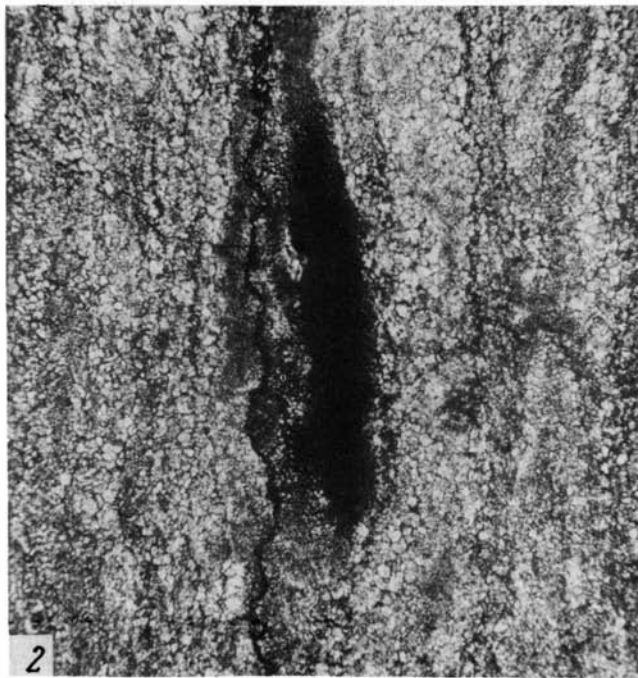
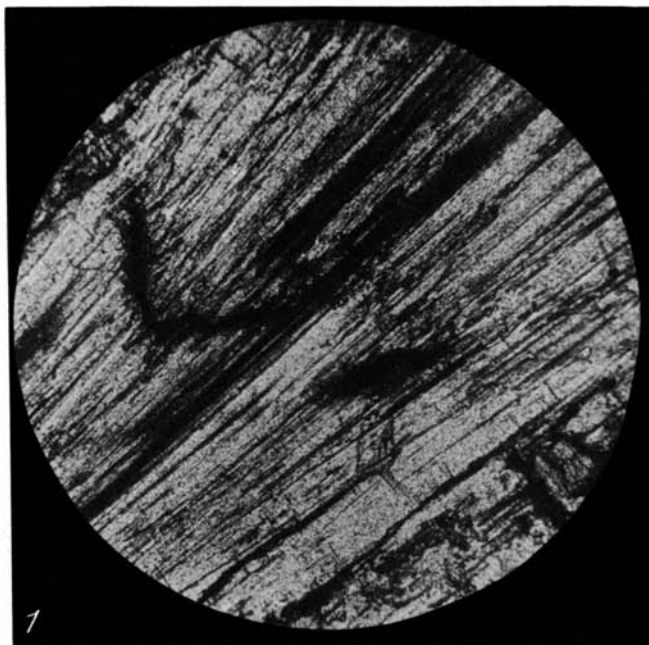
Отдельные крупные выделения свободного углерода, $\times 30$, николи II

1 — гнейс графитовый, Центральное Приазовье; 2 — кянитовые сланцы свиты кейв, Кольский полуостров



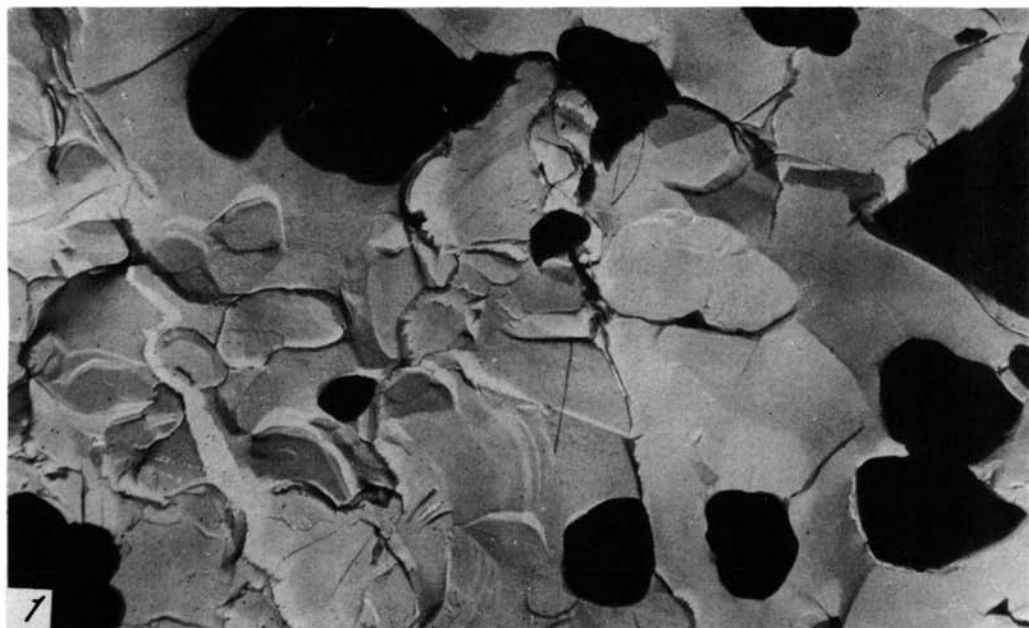
Трещинная форма выделений свободного углерода, $\times 30$, николи II

1 — кварцит, пос. Риж-Губа, Кольский полуостров; 2 — углистые сланцы, Боксон, Восточный Саян



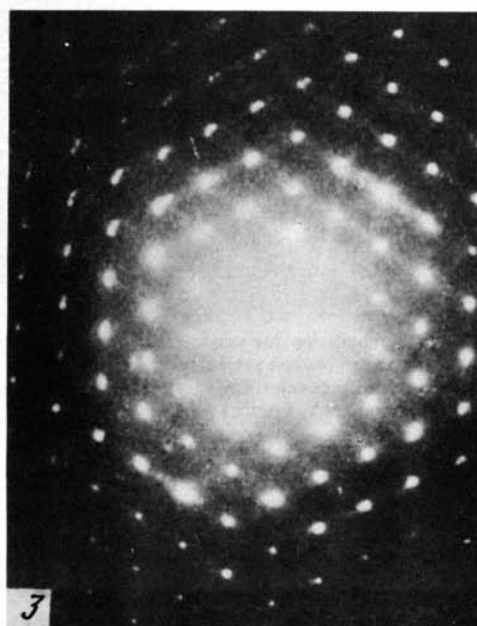
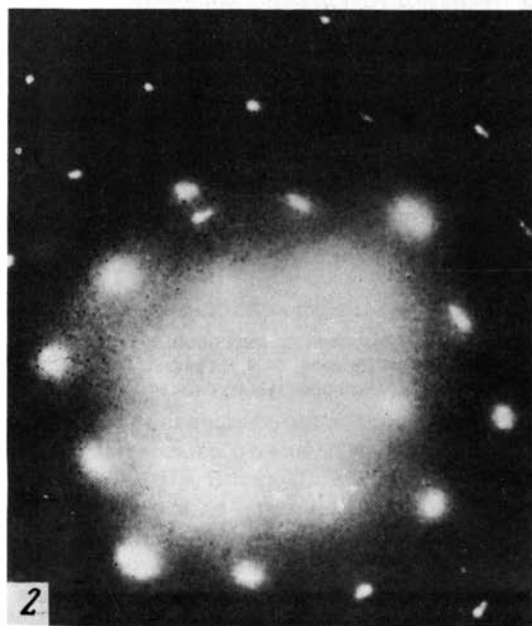
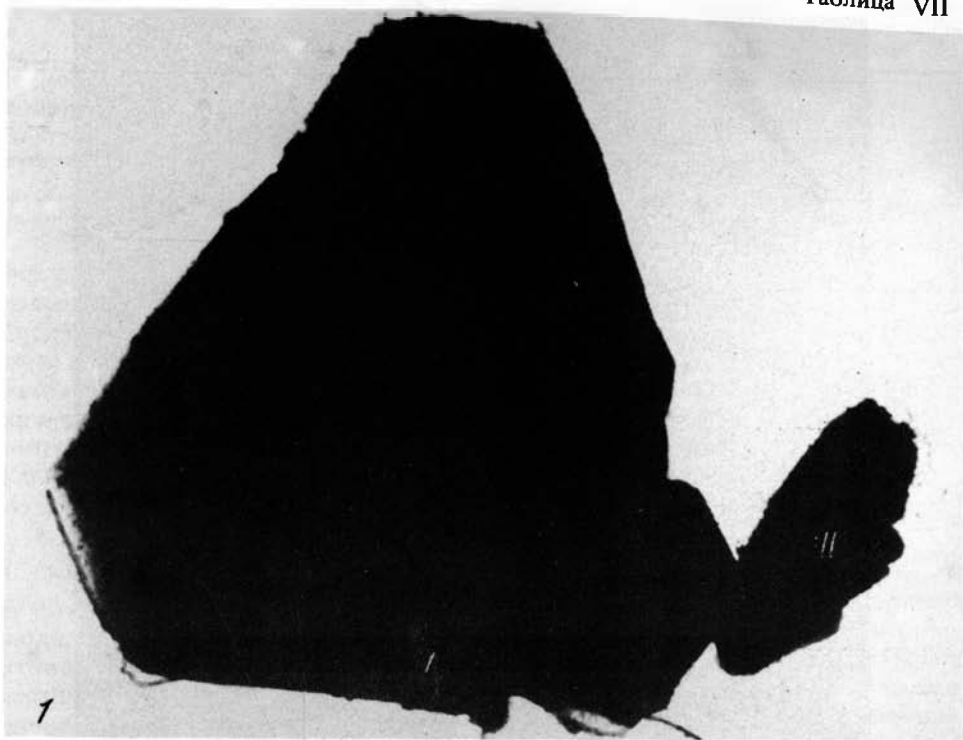
Сложные случаи выделения свободного углерода, $\times 30$, николи II

1 — сочетание межзерновой, межкуристаллической формы и отдельных крупных выделений свободного углерода, кианитовые сланцы свиты кейв, Кольский полуостров; 2 — сочетание точечной формы и отдельных крупных выделений свободного углерода, углистые сланцы, Восточный Саян

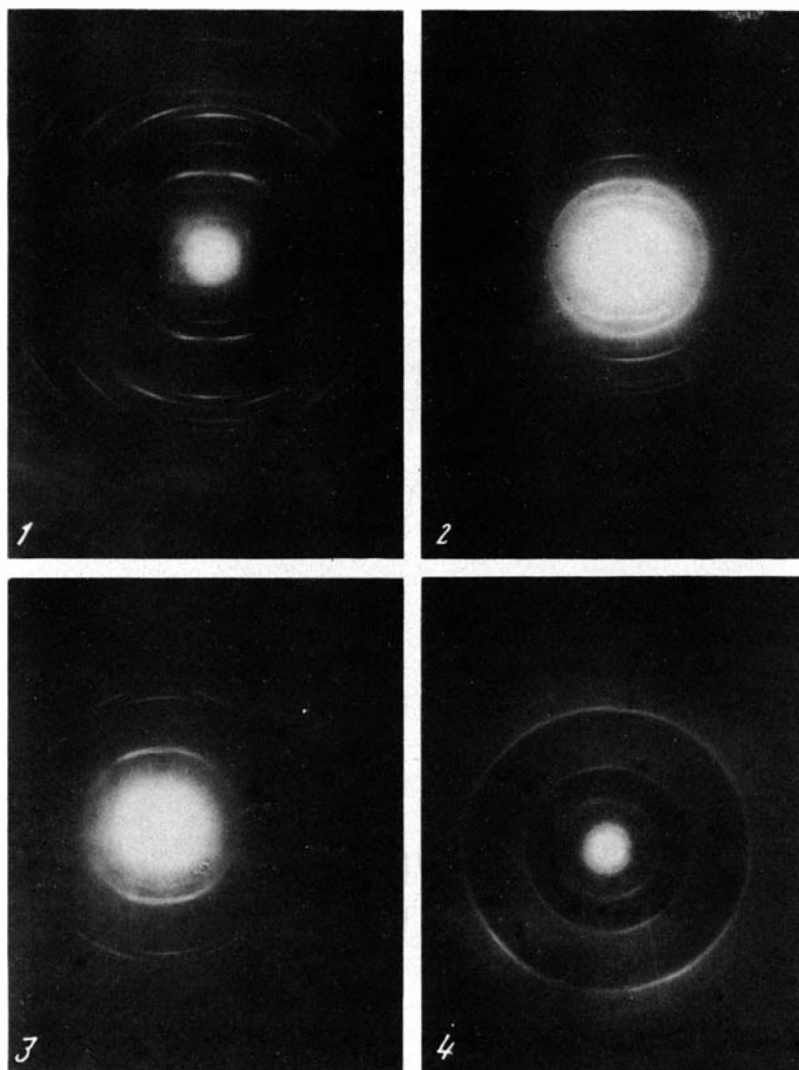


Электронные микрофотографии

1 — поверхности скола ксенокварцевых сланцев свиты кейв, Кольский полуостров; целлюлозно-угольная реплика, $\times 6000$; 2 — шунгиты, целлюлозно-угольная реплика со сколов (ярозит, выделяющийся по микротрещинам в шунгите) $\times 6000$



1 — извлеченные на реплику микрокристаллы графита (I) и слюдистого минерала (II), $\times 10000$; 2, 3 — микродифракционные картины: 2 — графита; 3 — слюдистого минерала



Электроннографическое исследование различных графитов (по данным С.О. Фирсовой)

1 — углеродистое вещество печенгской серии, Кольский полуостров, 2—4 — графит, Приладожье:
2 — полнокристаллический из жил, месторождение Китяля, 3 — чешуйчатый из биотитовых сланцев,
4 — крупночешуйчатый из пегматитов

Таблица 5

Зависимость микротвердости графита от метаморфизма

Фация	Регион	Микротвердость, кг/мм ²
Зеленых сланцев	Кривой рог	60(52—68)*
Эпидот-амфиболитовая	"	54(52—57)
Амфиболитовая	Приазовье	23(15—38)
Гранулитовая	Побужье	12(8—16)

* В скобках — крайние значения.

кальцифирах показали, что он представлен нечетко выраженными ромбоздрическими кристаллами, реже — древовидными и роговидными ("ласточкин хвост") сдвойникованными агрегатами, "висящими" на гранях кристаллов кварца и доломита.

Однако первоначально выделенные нами главные формы нахождения твердого углеродистого вещества в параметаморфических породах докембрия, конечно, превалируют и определяют присутствие в этих породах большей части твердофазной органической субстанции.

НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ СОСТОЯНИЯ ТВЕРДОГО УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА

В результате немногочисленных, но достоверных исследований установлено [Уббелоде, Льюис, 1965], что упорядочение структуры углеродистого вещества, графитоидов и графита часто отражается в изменении многих физических параметров и свойств этих веществ. В этом же направлении меняет физическое состояние углеродистого вещества и метаморфизм [Калинин, 1975; Калинин, Ольхович, 1981; Закруткин, 1982; и др.].

Так, для шунгитов в ряду падения сравнительной степени упорядоченности структуры от минимальной (пос. Нигозеро) через промежуточную (пос. Максово) к максимальной (пос. Шуньга) плотность (в жидкости Туле) заметно падает, отражаясь конкретно в следующих цифрах: 2,15(2,28)—2,00—1,83 г/см³.

Четкой обратной зависимостью с фацией метаморфизма связана и микротвердость графита (табл. 5).

Познание физических свойств твердых углеродистых частиц в параметаморфических породах докембрия открывает прямой путь для понимания места метаморфизованного органического вещества в преобразованных докембрийских осадках среди других метаморфогенных породообразующих минералов и связь первых с термобарическими условиями самого процесса метаморфизма.

Термические свойства

Известные термографические исследования углеродистого вещества осадочно-метаморфических пород докембрия [Блюман и др., 1974; Иванова и др., 1974; Шунгиты..., 1975; Бискэ, Шипцова, 1979; Закруткин, 1982; Петров, Макрыгина, 1975; и др.] позволили установить априори предполагавшуюся связь термохарактеристик углеродистого вещества (или иногда в целом углеродсодержащих) метаморфических пород со степенью их метаморфизма. Однако, как показали те же вышеупомянутые работы, стройной картины связи между этими явлениями здесь нет, поскольку для соседних степеней, фаций или зон метаморфизма выделенное углеродистое вещество показывает нередко взаимоперекрывающиеся температуры экзотермических эффектов. Главная причина этого явления состоит в структурной неоднородности самого углеродистого вещества, которая сама в известной мере является следствием изначальной природы

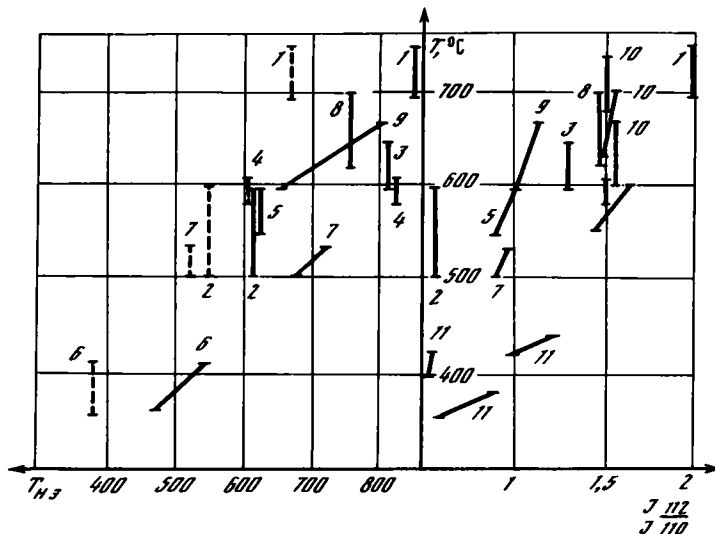


Рис. 6. Связь между температурой регионального метаморфизма (T , $^{\circ}\text{C}$), термическими ($T_{\text{HЗ}}$) и рентгеновскими J_{112}/J_{110} характеристиками графита

1 — федоровская свита, 2 — соваярвинская свита, 3 — хетоламбинская свита, 4 — сачкинская свита, 5 — свита хирвинаволоков, 6 — печенгская серия, 7 — костамукшская толща, 8, 9 — ладожская формация (по данным автора) 10 — вачская свита [Александров и др., 1976], 11 — ладожская формация [Бискэ и др., 1981]

биогенного вещества или производной конкретной смеси органических веществ различной природы и (или) происхождения.

Проведенное С. О. Фирсовой [1982] термическое изучение углеродсодержащих пород и содержащегося в них углеродистого вещества печенгской серии и свиты кейв (Кольский полуостров), гимольской серии (Карелия), соваярвинской и хирвинаволоковской свиты (Карелия) в целом показали результаты, согласующиеся с полученными ранее. Вместе с тем некоторые установленные особенности дали возможность взглянуть на термические свойства разнометаморфизованного вещества из различных районов несколько иначе.

В суммированном виде прямая связь между температурой регионального метаморфизма пород и $T_{\text{HЗ}}$ углеродистого вещества хорошо видна на рис. 6.

Оптические свойства

Связь физического состояния углеродистых веществ, степени их метаморфизма, структурной упорядоченности и других параметров состояния с оптическими характеристиками и свойствами установлена давно и четко [Diessel, Offler, 1973, 1975; Kwiecinska, 1980; и др.]. Так, по данным Б. Квицинской, с возрастанием степени метаморфизма углеродистого вещества в ряду антрацит-графит параллельно с совершенствованием структуры этого вещества имеет место и пропорциональное увеличение двуотражения (ΔR) отдельных его частиц, которое достигает максимума у графитов гранулитовой фации метаморфизма. В частности, при уменьшении в этом ряду изменений межплоскостного расстояния d_{002} от 3,41 до 3,354 $\text{\AA}$ R_{max} при $\lambda=546$ увеличивается от 2% (у антрацита) до 15% (у полностью трехмерно-упорядоченного графита). По К. Дисселу и Р. Оффлеру, при переходе уголь-графит значения R_{min} уменьшаются, а R_{max} возрастают скачкообразно; далее и вплоть до гранулитовой фации метаморфизма величины R_{max} и R_{min} испытывают лишь незначительные колебания; при этом межплоскостное расстояние d_{002} уменьшается от 3,51 до 3,35 $\text{\AA}$ (рис. 7).

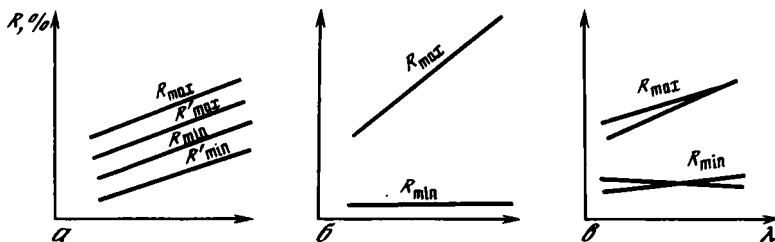
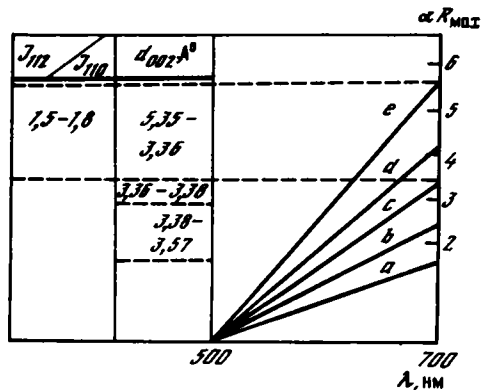


Рис. 7. Типы спектров отражения (R) различных углеродистых веществ
а — шунгитовый, б — графитовый, в — переходный

Рис. 8. Соотношение между оптическими ($\alpha R_{\max}$) и рентгеновскими (d_{002} и J_{112}/J_{110}) характеристиками различных углеродистых веществ
а — углеродистое вещество шунгитовых пород; б — шунгит 1; с — переходные разновидности: графитизированные угли и шунгиты; d, e — графиты



Как видно при изучении отражательной способности углеродистого вещества и графитов из углеродсодержащих пород УКИЗ [Закруткин, 1982], этот показатель для графитов увеличивается в метаморфическом ряду от фации зеленых сланцев до гранулитовой фации включительно от 5,8 до 17,1% по максимальному показателю отражения (табл. 6).

Минимальный же показатель возрастает вплоть до амфиболитовой фации метаморфизма, а затем несколько снижается в гранулитовой фации. Последнее обусловливается резким возрастанием анизотропии, что имеет место, по всей вероятности, вследствие "усиления" взаимной ориентации углеродных гексагонов в параллельных плоскостях [Уббеллоде, Льюис, 1965; и др.]. Как и в случае с изменением показателя микротвердости, по отражательной способности, в частности графита, цифры показателя отражательной способности несколько перекрывают границы остальных фаций. Причины этого явления, как полагают многие, так же как и в случае термических свойств, кроются в контроле оптических свойств углеродистых веществ структурной неоднородностью последних.

В результате наших исследований оптических свойств и особенностей углеродистых веществ докембрия [Фирсова, 1982; Фирсова и др., 1982] (табл. V) удалось показать: 1) что шунгиты и графиты характеризуются своими пределами изменения величин ΔR при $\lambda=589$; 2) что каждая разновидность углеродистого вещества имеет свое среднее значение величины $LR_{\max}$; 3) что различаются три типа спектров отражения: собственно шунгитовый, собственно графитовый и переходный (рис. 8). Установлено также, что только форма спектра отражения позволяет достоверно судить о структурной принадлежности объекта исследования. Графиты наиболее четко различаются по величине $LR_{\max}$, в то время как шунгиты — по ΔR . Между структурными и оптическими свойствами

Таблица 6

Зависимость отражательной способности от метаморфизма

Фация	Регион	Отражательная способность ($R_{\max}$), %
Зеленых сланцев	Криворожье	5,1–6,8*
Эпидот-амфиболитовая	"	5,8 8,1–9,2 8,7
Амфиболитовая	Приазовье	11,2–16,8 13,4
Гранулитовая	Побужье	14,3–19,5 17,1

* В числителе — крайние значения, в знаменателе — средние.

углеродистого вещества выявляется явная связь. Так, у шунгитов величина двуотражения растет с уменьшением межплоскостного расстояния d_{002} , у графитов с $d_{002}=3,35+3,36 \alpha R_{\max}$ (дисперсия отражения) растет вместе с увеличением J_{112}/J_{110} (H_{112}/H_{110}).

Электронная микроскопия твердого углеродистого вещества (растровая микроскопия, микродифракция, электронография)

Для электронно-микроскопического изучения соотношений углеродистого вещества (вернее, частиц его) с вмещающими его минералами породы, а также для получения основных представлений об их характере и структуре мы отобрали два хорошо изученных нами объекта — сильно диспергированное углеродистое вещество кианитовых сланцев свиты кейв (Кольский полуостров) и шунгиты Заонежья (Карелия). Первый объект типичен для так называемой точечной тонкодисперсной формы присутствия углеродистых проявлений, второй представляет собой типичную форму проявления изначально крупных скоплений органического вещества.

Электронно-микроскопическое исследование кианитовых сланцев Кейв [Гинзбург, Горшков, 1961] показало, что черная окраска кианита связана с присутствием шаровидных микровключений графита размерами 0,2—0,4 мкм. Авторы пришли к выводу, что наличие столь мелких включений является признаком многочисленных центров кристаллизации, что, в свою очередь, может быть обусловлено как рассеянностью первичного органогенного углерода, так и незначительностью собирательной перекристаллизации при последующем метаморфизме.

Реплики с поверхности сколов изученных нами образцов [Грицаенко и др., 1973] отображают их микрозернистость — как доступную световой оптике, так и стоящую за ее пределами. На сколах, сделанных по сланцеватости, видны многочисленные пластинчатые и чешуйчатые выделения минералов (табл. VI, VII), часть которых извлекалась на реплику (черные частицы), иногда удается видеть ветвящиеся дендритовые выделения, которые, по-видимому, принадлежат какому-то ленточному силикату. Извлеченные частицы имеют преимущественно округлые очертания, и только изредка можно наблюдать микрокристаллы, отмеченные четкой кристаллографической огранкой (см. табл. VII, частицы I).

Микродифракционные картины, полученные от таких частиц, показывают, что последние состоят из отдельных блоков, разориентированных на небольшие углы. Расчет дифракционной картины (см. табл. VII) позволяет заключить, что

она представлена графитом. Часть извлекающихся пластинок принадлежит слюдыстым минералам (см. табл. VII, частица II), что с очевидностью устанавливается по их микродифракционным картинам (см. табл. VII). Приведенные данные убедительно показывают, что при изучении таких сложных систем, как сланцы свиты кейв, обходиться только данными реплик нельзя, и для точной диагностики минералов, особенно имеющих сходную форму (в нашем случае пластинчатые выделения графита и слюды), совершенно необходимо их изучение методом микродифракции. Изучение черного кварца из кейвских сланцев также показало ярко выраженную неоднородность. Кроме углеродистого вещества (черные извлеченные частицы), отмечаются полости, иногда имеющие правильные кристаллографические очертания, а иногда — неправильную форму. Микродифракционные картины извлеченных из кварца углеродистых частиц говорят о том, что они принадлежат графиту. Можно полагать, что именно присутствие этих частиц графита придает кварцу черную окраску.

Реплики со свежих сколов шунгита (см. табл. VI) показывают, что для его поверхности характерна очень тонкая шагреневость, свидетельствующая о его неоднородности (вкрапленность дисульфидов железа). Микродифракционные картины, полученные от извлеченных частиц шунгита, очень диффузны и свидетельствуют о крайне низкой упорядоченности вещества. Иногда по стенкам микротрещинок в шунгите удается наблюдать тончайшую (доли микрон) микро-вкрапленность, представленную, по всей вероятности, также дисульфидами железа. Такое заключение можно сделать на основании того, что по микротрещинкам в шунгите присутствуют тонкодисперсные выделения ярозита.

Дальнейшее электронно-микроскопическое изучение твердого углеродистого вещества, и в частности шунгитов и углеродистого вещества печенгской серии, выполненное С.О. Фирсовой [1982], позволило установить, что углеродистое вещество миграционных шунгитов действительно резко неоднородно по своему строению: миграционные шунгиты имеют глобулярную, пачечную (слоистую), пластинчатую и другие структуры. Брекчиевое углеродистое вещество печенгской серии имеет многие черты сходства с обломочными шунгитами I и также характеризуется целым рядом своих структурных особенностей.

Более детальное микродифракционное изучение углеродистого вещества [Фирсова, 1982] позволило получить ряд дополнительных характеристик для расшифровки и сопоставления структур некоторых типов их выделений, а также для понимания процессов преобразования самого вещества даже в пределах единичных его зерен. Так, прежде всего метод дифракции подтверждает наблюдаемое даже в шлифах разнообразие графитов с разным характером анизотропии. Наблюдение даже в одной пластине различных структурных разновидностей, отличающихся интенсивностью и степенью четкости отдельных линий (табл. VIII), показывает, что преобразование углеродистого вещества даже в отдельных частицах происходит постепенно.

Электронографическое исследование С.О. Фирсовой [1982], во-первых, позволило их дифференцировать по степени трехмерной упорядоченности и, во-вторых, по характеру текстуры образца, количеству и четкости колец систематизировать в определенный ряд по убыванию степени структурной упорядоченности. Установлено, что наиболее упорядоченные разности содержат ромбоздрическую фазу. Впервые этот метод дал возможность определить трехмерно-упорядоченный графит в шунгитовых породах.

Рентгеновские (рентгеноструктурные) характеристики и структурные типы твердого углеродистого вещества

Первая и наиболее подробная классификация углеродистого вещества докембрийских пород по величине межплоскостного расстояния d_{002} была выполнена Ю.И. Калининным [Шунгиты..., 1975], выделившим пять групп углерода: I — явно кристаллические графиты, степень структурного упорядочения которых $n > 94\%$; $E_0 > 5,6$ ккал/моль; $d_{002} < 3,36$ Å; II — неполнокристаллические графиты: $80 < n < 94$; $5,30 < E_0 < 5,60$; $3,36 < d_{002} < 3,42$; III — скрытокристаллические графиты: $70 < n < 80$; $5,00 < E_0 < 5,30$; $3,42 < d_{002} < 3,45$; IV — графитоиды: $57 < n < 70$; $4,70 < E_0 < 5,00$; $3,45 < d_{002} < 3,50$; V — шунгиты: $n < 57$; $E_0 < 4,70$; $d_{002} < 3,50$.

В 1981 г. Н.С. Бискэ, И.М. Юрковский и Д.Г. Константинова [Шунгитовые..., 1981] представили несколько иные рентгеноструктурные параметры изученных ими графитов из пород различных метаморфических фракций. Наконец, в исследовании В.Е. Закруткина [1982] на базе параметра d_{002} были приведены по различным фациям метаморфизма (от зеленосланцевой до гранулитовой) конкретные структурные типы углеродистого вещества для ряда районов докембрия европейской части СССР.

Выполненные исследования показали главное: предполагаемая априори зависимость существует реально, но эта взаимосвязь иногда сложна и определяется не только физическими параметрами трансформации углеродистого вещества, а и какими-то иными факторами, среди которых фактор характера исходного органического вещества, безусловно, играет не последнюю, хотя и не очевидную сейчас роль.

Определение структуры графитов из ряда метаморфических комплексов Балтийского, Украинского и Алданского щитов позволило [Фирсова, 1982] наметить их определенный ряд по мере "усиления" трехмерной упорядоченности.

Оказалось, что наиболее разнообразно по диапазону характеристик углеродистое вещество, находящееся в породах зеленосланцевой фации метаморфизма: от графита d до графита d_3 . Параметром, наиболее отвечающим характеристике трехмерной упорядоченности графитов, следует считать отношения J_{112}/J_{110} , эта величина наиболее часто возрастает по мере увеличения степени метаморфизма пород (см. рис. 6). Наиболее высокой степенью трехмерной упорядоченности обладает графит из гранулитовой фации Алданского щита.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТВЕРДОГО УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА

Данных о химическом составе твердого углеродистого вещества из осадочно-метаморфических пород докембрия исключительно мало [Веселовский, 1955; Шунгиты..., 1975; Сидоренко, Сидоренко, 1975; Плякин, Исаев, 1981; Бондарев и др., 1982; Фирсова, 1982; Голубев и др., 1984; Сафронов, 1982; и др.], хотя они и позволяют составить достаточное впечатление о химической природе этих образований.

Главные элементы

Наиболее полно изучено в настоящее время шунгитовое вещество и прежде всего вещество так называемых миграционных шунгитов. Последнее, безусловно, связано с тем, что отбор этого вещества для анализа не представлял никаких технических проблем. Самой общей особенностью в соотношениях основных компонентов в шунгитах этого генетического типа является взаимосвязь между количеством в них углерода и содержанием летучих компонентов, с ростом их углеродистости обилие в них летучих веществ, очевидно, уменьшается.

Обобщение всех имеющихся анализов шунгитов из всех известных в Карелии шунгитовых пород [Шунгиты..., 1975] показывает следующие вариации в количествах главных элементов в этих образованиях (вес. %): С — 98, О — 60—99,60; Н — 0,15—0,50; (N + О) — 0,15—0,90; (Н:С) — 0,0015—0,0050.

Напомним, что в типичных антрацитах последняя величина (Н:С) составляет 0,01—0,005, в графитах — 0,0045—0,0052, в различных антраксолитах — 0,0015—0,038. Стеклоуглерод характеризуется отношением Н:С, равным 0,0020—0,0044. Отсюда становится ясным, что шунгиты — это высокообуглероженное вещество, близкое к графитистым антрацитам, скрытокристаллическим графитам или стеклоуглероду [Шунгиты..., 1975], во всяком случае, степень их обуглероженности выше, чем у антрацитов и параантрацитов.

По данным Я. Брукса [Brooks, 1970], характеризующим содержание главных элементов в углеродистом веществе из различных осадочно-метаморфических пород архея и протерозоя Африки и Австралии, это вещество несколько отличается от шунгитов и особенно от миграционных форм. Оно нередко является менее "углеродсодержащим", гораздо более водородистым и серосодержащим, т.е., иначе говоря, находится в целом как бы в менее метаморфизованном состоянии. Правда, отношение Н:С в органическом веществе из этих пород варьирует в довольно широких пределах — приблизительно от 0,05 до 0,005.

Еще менее метаморфизовано углеродистое вещество сланцев верхнего протерозоя кислоручейской свиты Тимана (Ярегский участок) [Плякин, Исаева, 1981], где содержание водорода достигает 11—12%, а отношение водорода к углероду — 0,15.

Второстепенные элементы

В настоящее время аналитическая информация о распространенности (а точнее, о содержании в углеродистом веществе осадочно-метаморфических пород докембрия) второстепенных элементов касается в основном шунгитового вещества. Почти единственная работа, несущая столь полную информацию об относительно широкой группе второстепенных химических элементов, — монография А.И. Голубева, А.М. Ахмедова и Л.П. Галдобинной "Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона" [1984]. В этой работе на основании анализа 47 проб углеродистого вещества из алевропелитов заонежской, соваярвинской, лучломпольской, ильмозерской, ждановской, куолаярвской, хосиярвинской и суйсарской свит карельского комплекса (табл. 7) приведено содержание 11 химических элементов (Co, Ni, Mo, V, Ge, B, Sr, Li, Pb, P, J), а также метана.

Согласно нашим данным [Бондарев и др., 1982], постоянно присутствуют в шунгитах и редкоземельные элементы, хотя их содержание (ΣTR) и варьирует в весьма широких пределах — от 13 до 180 г/т. Средняя распространенность этой группы химических элементов в этом веществе, г/т: Ce — 30; La — 19,4; Nd — 17,9; Pr — 3; Sm — 1; Gd — 1,1; Dy и Y — 0,9; Er — 0,6; Ho, Tb, Tm, Eu — менее 0,4. Присутствуют в шунгитовом веществе также Se — 10—50, U — 1—63, Th — 1—6 г/т. Спектральным анализом устанавливаются также Cr, Cu, Zn, P, Zr (в среднем около $n \cdot 10$ г/т), Ag (г/т).

Изучение на рентгеновском микроанализаторе нахождения целого ряда химических элементов в отдельных частицах твердого углеродистого вещества из углеродсодержащих пород Печенгского рудного поля позволило установить в некоторых частицах Si, Mg, Al; в нескольких точках удалось определить As в количестве 0,01—0,03%.

Априори можно сказать, что, вероятнее всего, каждый из обнаруженных второстепенных элементов привносится и микровключениями рудных минералов, и частицами силикатного вещества, возможно, в ряде случаев — собст-

Таблица 7

Содержание малых элементов, фосфора, йода и метана
в углеродистом веществе алевропелитов карельского комплекса, $\cdot 10^{-4}$ г/г

№ п/п	Свита	п	Со	Ni	Мо	V
1	Заонежская (Тулмозерская структура)	3	14	9	2,9	210
2	То же	2	21	13	3,5	403
3	Заонежская (Онежский синклиниорий)	5	43	47	11,2	1873
4	То же	3	22	22	2,6	1040
5	Соваярвинская	2	26	9	2,2	615
6	"	3	38	7	3,8	802
7	Лучломпольская	3	19	13	14,0	706
8	"	1	34	21	3,1	814
9	Ильмозерская	1	27	14	3,9	628
10	Ждановская	7	38	76	21,8	906
11	"	4	33	82	14,2	715
12	"	3	36	49	7,6	809
13	Куолярвинская	3	31	23	19,7	1230
14	"	2	24	29	18,0	681
15	Хосиярвинская	2	52	32	19,3	711
16	Суйсарская	3	47	39	17,7	910

П р и м е ч а н и е. Заонежский этап: 1 — алевропелиты, 2 — туффовые алевропелиты, 3 — шунгиты, 4 — шунгитистые туффовые алевропелиты, 5 — алевропелиты Пюхлярвинской подзоны, 6 — алевропелиты Соваярвинской подзоны, 7 — алевропелиты западной фациальной зоны, 8 — алевропелиты восточной фациальной подзоны, 9 — алевропелиты западной фациальной подзоны; Суйсарско-ладожский этап, продуктивная зона Печенги: 10 — алевропелиты западной, 11 — центральной, 12 — восточной фациальных подзон; алевропелиты подзоны Пороярви, 14 — алевропелиты центральной подзоны (оз. Каиле), 15 — туффовые алевропелиты, 16 — туффовые алевропелиты.

венными минералами, но, безусловно, и самим органическим веществом, где тот или иной элемент может присутствовать в этом веществе как в структурной, так и в дефектной позиции.

Последнее всегда нужно иметь в виду при различного рода геохимических или генетических интерпретациях даже очень надежной, но только аналитической (химической, спектральной) информации.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ТВЕРДОГО УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА

Мы уже упоминали, что первые весьма ограниченные изотопные данные о свободном углероде из метаморфических пород докембрия были приведены в работах К. Ранкамы [Rankama, 1948, 1954], К. Марса, [Mars, 1951], Г. Крейга (1954 г.), П. Джеффри [Jeffery et al., 1955], Ф. Викмана [Wickman, Ubish, 1951; Wickman, 1956], В.Л. Ландергрена [Landergren, 1957, 1961], Э. Баргхорна [Barghoom, 1957], С. Гавелина [Gavelin, 1957] и некоторых других авторов. Этими авторами было показано, что подавляющая часть выполненных определений лежит в пределах, характерных для углерода живого вещества ($-1,37 + - 2,70\%$)¹, углерода орга-

¹Здесь и далее величины $\delta^{13}\text{C}$ выражены в той системе отсчета цифр, которая была принята в соответствующее время.

Ge	B	Sr	Li	Rb	P	J	CH ₄ , см ³ /кг
4,6	7	29	13	9	138	1,58	3,9
1,1	11	18	9	13	204	1,88	—
21,9	12	49	26	21	189	2,26	—
8,4	9	24	31	18	230	2,83	—
4,3	6	18	21	19	119	1,86	6,7
7,8	18	38	29	24	197	2,37	11,1
16,7	16	39	43	37	201	1,76	9,8
4,1	3	16	18	21	93	1,55	7,1
3,3	12	27	22	16	114	1,43	—
15,7	29	43	46	21	296	2,83	21,9
8,9	21	58	27	13	311	2,54	17,4
8,7	27	39	29	15	273	2,17	18,3
17,3	29	42	41	32	224	3,11	24,7
8,1	20	44	38	15	118	—	18,5
3,2	2,6	41	36	23	198	1,82	—
2,9	24	48	33	21	168	1,97	—

нического вещества из современных морских осадков ($-1,93 + -2,62\%$) и углеорода нефтей и битумов ($-2,31 + -3,63\%$), т.е. биогенного углеорода. Об этом же говорили и наши собственные (Сидоренко, Сидоренко, 1975; Сидоренко, 1984) данные (табл. 8).

По обобщенным цифрам всех вышеупомянутых исследователей нижняя граница $\delta^{13}\text{C}$ свободного углеорода докембрийских парапород, бесспорно относимого к исходно биогенному веществу, варьировала от $-0,98$ до $-1,13\%$. Лишь Л. Ландергрэн [Landergrén, 1957] считал нижним пределом границы биогенного и абиогенного углеорода $1,69\%$.

С тех пор накоплена гораздо более обширная аналитическая информация, которая, впрочем, только подтверждала уже полученные данные и их интерпретацию [Craig, 1953; Gavelin, 1957; Barghoorn et al., 1965; Hoering, 1967; Hoefs, Schidlowski, 1967; Degens, 1969; Ochler et al., 1972; Hahn, 1970; McKirdy, Powell, 1974; Eichmann, Schidlowski, 1974, 1975; Welte et al., 1975; Oehler, Smith, 1977; Perry, Ahmad, 1977; Barghoorn et al., 1977; McKirdy, 1977; Jackson et al., 1978; Schidlowski et al., 1979; Knutson et al., 1979; Sklarew, Nagy, 1979; McKirdy, Kantsler, 1980; Galimov, 1980; Veizer et al., 1980; Schidlowski et al., 1981; Галимов, 1981; Галимов и др., 1975, 1981; McKirdy, Hahn, 1982; Schidlowski, 1982; Шидловский, 1984].

В последнее время становились все более очевидными [Галимов, 1981] закономерности, наблюдаемые для природных углеорода и углеводородов ископаемого органического вещества, они зависят от распространения изотопов в их биологических предшественниках и могут быть правильно объяснены только на

Т а б л и ц а 8
Изотопный состав углерода углеродистого вещества
осадочно-метаморфических пород докембрия

№ образца	Район, серия	Породы	$\delta C^{13}, \text{‰}$
1	2	3	4
	Кольский полуостров		
9	Центральные Кейвы, свита кейв	Сланцы кианитовые (сводная проба)	-3,49
10	Гора Шуурурта, свита кейв	Сланцы ставролит-кианитовые (сводная проба)	-3,50
9-65	Сальные тундры	Гранулиты кислые	-2,78
	Карелия		
БШ-84	Заонежье, заонежская свита	Шунгитовые сланцы	-1,46
БШ-109	То же	То же	-1,95
	Центральное Приазовье		
ПР-1	Темрюкская свита (нижняя часть)	Гнейсы биотит-графитовые с гранатом	-3,01
ПР-2	Месторождение Каратюк, темрюкская свита (средняя часть)	Гнейсы графитовые	-3,53
ПР-3	То же	То же	-2,35
	Украинский щит		
12/116	Ингулецкий район, криворожская серия (верхняя часть)	Сланцы кварц-биотитовые, графитсодержащие	-3,49
12/254	То же	Сланцы графит-биотитовые	3,14
	КМА		
6968	Павловский район, курская серия, Сухоярский участок	Гнейсы биотит-плагиоклазовые	-2,97
7050	То же	Гнейсы биотит-плагиоклазовые с графитом	-3,37
1647	Белгородский район, курская серия	Сланцы углисто-биотит-серицитовые	-2,33
	Восточный Саян		
101	Боксон, гарганский комплекс	Углисто-сланцевая порода	-2,13
	Алданский щит		
8093	Верхнетимптонская серия	Гнейсы биотит-гранатовые с графитом	-2,57
Ф-25	Верхнеалданская серия, верхний горизонт	Гнейсы гранат-силлиманит-биотитовые с графитом	-1,82
8016	Верхнетимптонская серия	Сланцы графитовые	-2,09
22-р/1077	Антарктида	Сланцы слюдисто-графит-кварцевые	-1,94
22-ф/1077	”	Сланцы графит-мусковит-кварцевые	-2,11

основе детального знания поведения изотопов углерода в биологических системах. Однако и сейчас биогенный характер углерода в осадочных и осадочно-метаморфических породах в пределах всех известной нам части геологической истории Земли надежно подтверждается генерализованными данными по изотопии углерода, приведенными Э.М. Галимовым [1981] и М. Шидловским [Schidlowski, 1982; Шидловский, 1983], и их сопоставлением с диапазоном вариаций изотопного состава углерода основных природных объектов.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ И МАССА БИОГЕННОГО УГЛЕРОДА В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЯ

Обобщение всех имеющихся данных позволило несколько уточнить наши более ранние расчеты и представить существенно новую информацию о распространенности биогенного углерода в первично-осадочных углеродсодержащих и в обычных породах докембрия (табл. 9). Приведенные средние цифры по отдельным типам пород были рассчитаны как средневзвешенные в зависимости от числа анализов в данных разных авторов по тем или иным породам (или осадкам в целом) из определенных локальных мест или из целых регионов. Это производилось для того, чтобы в средних цифрах находило отражение обилие показательного цифрового материала. Именно в этой связи мы имели возможность в приведенных таблицах показать лишь порядок числа обобщенных (учтенных) анализов, а не точную цифру их суммирования. Однако, учитывая обилие так или иначе сведенной аналитической информации и охватываемость ею исключительного количества регионов, районов и конкретных проявлений конкретных литологических типов пород, мы расцениваем рассчитанные "средние" данные как достаточно надежные и приближающиеся к реально наиболее часто встречающимся величинам распространенности $C_{орг}$ в первично-осадочных породах докембрия.

Средние величины распространенности биогенного углерода для основных типов пород в целом и для углеродсодержащих и обычных пород (см. табл. 9) рассчитывались исходя из данных А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского [1976] об объемах основных типов первично-осадочных пород докембрия. При этом были приняты следующие числовые пропорции между ними: гнейсы/сланцы = 3/1; песчаники/карбонаты = 2,5/1; Σ (гнейсы + сланцы)/ Σ (песчаники + карбонаты) = 6,9:1. Уточненное среднее содержание $C_{орг}$ в углеродсодержащих породах докембрия составляет 4,67, в обычных породах — 0,26%. Известны данные о распространенности биогенного углерода в основных и других типах углеродсодержащих и в обычных осадочно-метаморфических породах отдельно для архея и для протерозоя. Если судить по количеству остаточного углерода, для пород протерозоя характерны несколько большие величины $C_{орг}$, чем для пород архея. В средних цифрах распространенности $C_{орг}$ в основных типах пород для углеродсодержащих и обычных пород эти различия выражаются следующим образом. Среди основных типов пород углеродсодержащие породы составляют в архее 4,17, в протерозое 5,23, а обычные — 0,20 и 0,41% соответственно.

Получение новых уточненных данных о распространенности биогенного углерода в докембрийских осадочно-метаморфических породах позволяет существенно уточнить и ранее полученную величину массы $C_{орг}$ в докембрии и соотношение ее с массой $C_{орг}$, захороненного в фанерозойских осадках [Сидоренко, Теняков, 1984]. Так, становится очевидным, что в докембрии заключено минимум в 3 раза больше $C_{орг}$ ($280 \cdot 10^{20}$ г), чем в постдокембрийских рыхлых отложениях континентов и в осадках океанов и морей вместе взятых [Ронов, 1976] ($91 \cdot 10^{20}$ г). Этот факт не мог не играть роль в генерации и миграции углеводородов в земной коре на самых разных этапах жизни осадков и осадочно-породных бассейнов прошлого.

Таблица 9

**Содержание биогенного углерода (А и В) в основных и других типах
углеродсодержащих осадочно-метаморфических пород, %**

Породы	А			Б		
	Мини- мальное	Макси- мальное	Среднее	Мини- мальное	Макси- мальное	Среднее
Основные типы пород						
Песчаники, кварциты (паракварциты)(хх)*	1,33	5,05	2,19	0,02	0,41	0,17
Сланцы(глинистые сланцы) (ххх)	1,00	9,44	5,87	0,08	0,83	0,32
Карбонатные (извест- няки, доломиты, мраморы и др.) (хх)	1,89	7,63	3,13	0,03	0,53	0,23
Другие типы пород						
Сланцы кианитовые (хх)	1,54	2,27	1,89	—	—	—
Сланцы шунгитовые (хх)	3,80	9,84	7,66	—	—	—
Гранулиты (парагра- нулиты) (х)	1,12	1,44	1,29	0,01	—	—
Аркозы (х)	—	—	—	—	0,13	0,05
Амфиболиты (параамфиболиты) (х)	—	—	—	0,04	0,66	0,12

*Порядок числа анализов, учтенных в расчетах: х — десятки, хх — сотни, ххх — тысячи.

П р и м е ч а н и е. Тип: А — $C_{орг}$ — 1—10%, Б — $C_{орг}$ — до 1%.

А.Б. Роновым и А.А. Ярошевским [1976] были определены объемы осадочно-метаморфических пород докембрия от объема "гранитной" оболочки, составившие 51,5%, и их массы — $4,1 \cdot 10^{24}$ г. Согласно нашим подсчетам об объеме и массах биогенного углерода, были установлены массы $C_{орг}$ для обычных и углеродсодержащих осадочно-метаморфических пород — $93,6 \cdot 10^{20}$ и $186,8 \cdot 10^{20}$ г соответственно. Общая масса $C_{орг}$ в осадочно-метаморфических породах докембрия составила $280,4 \cdot 10^{20}$ г, т.е. в 3 раза больше, чем в постдокембрийских отложениях континентов и осадках океанов и морей вместе взятых ($91 \cdot 10^{20}$ г) [Ронов, 1976].

ГЛАВА ПЯТАЯ

ЭКСТРАГИРУЕМОЕ СВЯЗАННОЕ УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО (БИТУМОИДЫ) УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

В настоящей работе под битумоидами мы будем понимать органические вещества, извлекаемые из горных пород с помощью общепринятых растворителей — хлороформа и спиртобензола [Методы..., 1975]. Уточнение определения термина потребовалось нам, так как многие исследователи толкуют его по-разному [Вассоевич, 1976]. Но при этом мы целиком разделяем мнение И.В. Гринберга [1975] о том, что "битум" или "битумоид" соответствуют лишь продукту лабораторной экстракции из лабильной части керогена, т.е. является синонимом слова "экстракт", и не существует в природе как реальный продукт самостоятельного и не связанного с нерастворимым керогеном (нерастворимым органическим веществом) вида органической субстанции. Важным показателем органической

химии осадочных пород и органической химии биогенного вещества является степень битуминозности (β) присутствующей в горных породах органической субстанции, т.е. процент "выхода" содержания битума из общего количества органического углерода, находящегося в рассматриваемой породе. Это число колеблется в обычных осадочных породах исключительно широко. Принято считать, что при $\beta < 2$ мы имеем дело с ординарными значениями битуминозности.

Хорошо известна четкая обратная зависимость между степенью битуминозности и содержанием в породе $C_{орг}$ — так называемая закономерность Успенского. Но обычная интерпретация причин ее существования, с нашей точки зрения, не во всех случаях выдерживает критику. Мы также считаем неоднозначным и толкование высоких значений β как неопровержимого свидетельства их нефтяного происхождения. Сейчас хорошо известно, что величина β зависит от очень многих геологических факторов [Корчагина, Четверикова, 1980]. Требуется большая осторожность в ее интерпретации, особенно при применении этого коэффициента к докембрийским осадочно-метаморфическим породам [Закруткин, 1982].

Весьма часто в нефтяной геологии и геохимии в генетических целях используется соотношение хлороформенного и спиртобензольного битумов (ХБ/СББ). Принято считать, что ХБ — это главным образом извлеченное нейтральное вещество, в то время как СББ — это кислые неуглеводородные компоненты. Нефтяная природа битумов характеризуется относительно высокими величинами этого отношения. Иначе говоря, эти битумы являются как бы гораздо более восстановленными органическими соединениями, в связи с чем многие исследователи относят их как гораздо более близкие к веществу нефти.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ НАХОЖДЕНИЯ И СОСТАВА БИТУМОВ В ПОРОДАХ

Обобщение многочисленных оригинальных и литературных данных [Harrington, Cilliers, 1963; Johns et al., 1966; Hoering, 1967; Hodgson et al., 1968; Eglinton, Calvin, 1969; Reitz, Hamilton, 1968; Hoefs, Schidlowski, 1967; De Souza, Nes, 1968; Hahn, 1970; Сидоренко, Сидоренко, 1975; Сидоренко, Сафронов, 1985; McKirdy, 1974, 1976, 1977; McKirdy et al., 1980; McKirdy, Hahn, 1982; Fiebigler, 1975; Hollerbach, Welte, 1977; Мишунина, Корсакова, 1977; Tornable, Langworthy, 1978; Wonika, 1979; Мишунина, Бискз, 1979; Закруткин, 1982] по содержанию битумов в метаморфических первично-осадочных породах докембрия, т.е. тысячи определений, позволяет впервые представить здесь достаточно полную количественную картину нахождения и распределения хлороформенного и спиртобензольного битумов не только в расчете на породы в целом, но и на само содержащееся в них биогенное органическое вещество (табл. 10).

Как видно из приводимых данных, содержание и хлороформенного, и спиртобензольного битумов колеблется в метасадочных породах докембрия в весьма значительных пределах — от 0,0002 до 0,0563%. Тем не менее через средние цифры просматривается совершенно определенная закономерность снижения общей битуминозности в литолого-фациальном ряду пород песчаники—глины—карбонаты — 0,0113—0,0095—0,0057% — для обычных пород и 0,0463—0,0429—0,0309% — для углеродсодержащих докембрийских. Интересно, что установленная закономерность не отвечает характеру распространения битумов в этом же ряду фанерозойских осадочных нефтеносных пород. Так, по данным Н.Б. Вассоевича и др. [Vassoevich et al., 1967], этот ряд цифр выглядит следующим образом: 0,004—0,018—0,01%¹. Принципиально эта же картина видна и в цифрах

¹Н.Б. Вассоевич в этих цифрах отражает содержание в упомянутых породах так называемых рассеянных углеводородов.

Таблица 10

Распространенность битумов в основных типах осадочно-метаморфических пород докембрия, X

Битум	Песчаники, кварциты (паракварциты)	Сланцы (глинистые сланцы)	Карбонатные породы (известняки, доломиты, мраморы и др.)
I. Углеродсодержащие породы ($C_{орг}$ 1—10%)			
Породы в целом			
ХБ	0,0292(0,0020—0,0563)	0,0281(0,0034—0,0311)	0,0189(0,0010—0,0261)
СББ	0,0171(0,0003—0,0200)	0,0148(0,0005—0,0189)	0,0120(0,0004—0,0144)
$B_{общ}$	0,0463	0,0429	0,0309
β	5,44	4,33	2,8!
Органическое вещество пород			
ХБ	3,05(0,061—29,3)	0,55(0,0023—2,91)	0,88(0,1000—0,68)
СББ	1,18(0,035—4,05)	0,39(0,0048—4,88)	0,67(0,0650—1,90)
$B_{общ}$	4,23	0,94	1,55
ХБ/СББ	2,6	1,4	1,3
II. Обычные породы ($C_{орг}$ до 1%)			
Породы в целом			
ХБ	0,0087(0,0011—0,0459)	0,0048(0,003—0,0163)	0,0038(0,0010—0,0253)
СББ	0,0026(0,0003—0,0125)	0,0047(0,0004—0,0246)	0,0019(0,0002—0,0070)
$B_{общ}$	0,0113	0,0095	0,0057
β	6,65	2,97	2,48
Органическое вещество пород			
ХБ	2,71(0,053—2,262)	0,30(0,0020—2,47)	0,74(0,0980—0,66)
СББ	0,90(0,030—3,93)	0,29(0,0040—4,70)	0,53(0,0510—1,67)
$B_{общ}$	3,61	0,59	1,27
ХБ/СББ	3,0	1,0	1,4

Примечание. В скобках — крайние значения содержаний битума в породах или в органическом веществе пород.

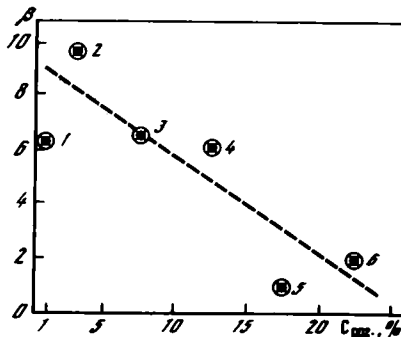
распространенности в породах рассеянных битумоидов (хлороформенный битум), приводимых В.С. Вышемирским, А.Э. Конторовичем и А.А. Трофимуком [1971] — 0,19—0,060—0,027%. Думается, что причина этого отклонения заключается в том, что в докембрийских песчаниках часть битумов, вероятнее всего, аллохтонна, т.е. является привнесенной. Если это так, то этот факт для докембрийских песчаников как бы подтверждает их именно нефтяную (миграционную) природу. Напомним, что в этом же ряду докембрийских осадочных пород содержание $C_{орг}$ распределено классически по "форме": 0,17—0,32—0,23% (для обычных пород с содержанием $C_{орг}$ до 1%) и 2,9—5,87—3,13% (для углеродсодержащих пород с содержанием $C_{орг}$ 1—10%), т.е. так же, как и в осадочных породах фанерозоя.

Не менее интересно и показательно и распределение в этом ряду докембрийских осадочных пород величины степени битуминозности β . И для сланцев, и для карбонатных пород эта степень лишь незначительно выше 2, что в общем близко к обычному фоновому значению этой величины для рядовых фанерозойских осадочных пород. В песчаниках же, как видно, β велика (6,65), что и с этой стороны подтверждает своего рода нефтяную природу органического вещества, содержащегося в этом типе осадочных пород докембрия.

Полностью доказывает справедливость сделанного вывода и анализ величин соотношений ХБ/СББ, свойственных самому органическому веществу этих пород (см. табл. 10). Для сланцев и карбонатных пород эти цифры соответственно равны

Рис. 9. Зависимость коэффициента битуминозности (β) от содержания $C_{орг}$ в осадочных породах докембрия

Обобщенные данные для интервалов содержания $C_{орг}$:
 $\times$: 1 — 0—1; 2 — 1—5; 3 — 5—10; 4 — 10—15; 5 — 15—20; 6 — 20—25



1 и 1,4; в песчаниках же она достигает 3 (!). Как известно, более восстановленный характер битумоидов в песчаных породах по сравнению с глинами и карбонатными породами типичен и для фанерозойских осадков. Обычно это интерпретируется в связи с тем, что для песчаников фанерозоя предполагается, как правило, именно аллохтонный характер большей части заключенного в них органического компонента.

Установлено, что для докембрийских метаморфических первично-осадочных пород, как и для осадочных пород фанерозоя, характерна и широко известная так называемая закономерность Успенского (рис. 9). Н.Б. Вассоевич [1973] эту закономерность объясняет тем, что при разрушении органического вещества пород остаточная органическая субстанция пропорционально обогащается именно битуминозными компонентами.

ГЕОХИМИЯ БИТУМОВ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПОВЕДЕНИЯ ИХ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Обобщение всего имеющегося в настоящее время оригинального и литературного материала, советского и зарубежного, позволило увидеть интересную картину усредненных данных по главным компонентам битумной части докембрийских экзогенных образований (табл. 11).

Для компонентного (группового) состава характерны: 1) значительное преобладание над смолами и асфальтенами масел, т.е. сугубо углеводородного компонента, который в среднем во всех основных типах осадочных докембрийских пород составляет примерно 50%; 2) низкий выход асфальтенов (в среднем около 8%); 3) заметное или даже резкое преобладание спиртобензольных частей над фракциями бензольными.

Выявленные выше особенности состава докембрийских битумов хорошо связываются с самой природой содержащих их пород. Очевидно, что именно метаморфизм ответствен и за закрепление определенной части органического вещества в асфальтеновой части и за многократное преобладание спиртобензольных фракций над фракциями бензольными. Вместе с тем ясно, что низкий выход асфальтеновых компонентов — прямое отражение сапропелевой генетической природы исходного ОВ докембрийских осадков.

Особо следует подчеркнуть высокое содержание "нефтяных продуктов" в составе битумов, т.е. масел, а их высокое количество может быть объяснено миграционной подвижностью последних. Правда, нужно учитывать, что выход углеводородной компоненты (масел) на породу в целом в общем невелик [Закруткин, 1982]: метапесчаники — 44,7, метапелиты — 22,7, карбонаты — 19,0%. Мы уже отмечали ранее, что применительно к гигантскому резервуару осадочно-метаморфических пород докембрия их масса в целом в этих образованиях

Таблица 11

**Групповой (компонентный) состав битума А
осадочно-метаморфических пород докембрия, х**

Компонент битумов	Песчаники, кварциты (паракварциты)	Сланцы (глинистые сланцы)	Карбонатные породы (известняки, доломиты, мраморы и др.)
Масла	46,4 (34,8–69,7)	48,9(31,1–68,9)	49,0(35,4–64,7)
Смолы			
бензолные	8,4(1,0–21,1)	8,9(1,3–23,9)	5,4(1,4–20,9)
спиртобензолные	35,8(20,4–52,4)	32,8(15,0–53,0)	38,1(24,1–54,6)
Асфальтены	7,7(0,0–25,7)	9,1(0,0–21,4)	7,4(1,5–14,1)
Примечание. В скобках — предельные значения.			

Таблица 12

**Элементный состав битумов (битумонд А)
осадочно-метаморфических пород докембрия, х**

Элементы	Песчаники, кварциты (паракварциты)	Сланцы (глинистые сланцы)	Карбонатные породы (известняки, доломиты, мраморы и др.)
С	79,88	79,05	78,80
Н	12,35	12,29	12,21
О+N+S	7,77	7,98	9,08
С/Н	6,88	6,81	6,81
W=(C+H)/(O+N+S)	16,36	12,64	12,09

исключительно велика, что важно учитывать как в научном, так и в прикладном отношении.

Выявленные общие закономерности группового состава битумов докембрийских метаосадочных пород хорошо прослеживаются и на многих типах конкретных углеродсодержащих пород, в частности Кольско-Карельского региона [Сидоренко, Сидоренко, 1975; Мишунина, Бискэ, 1979; Закруткин, 1982; Сидоренко, Сафронов, 1985], УКЩ, Приазовского массива, Воронежского выступа [Закруткин, 1982] и других регионов СССР.

Анализ собственных оригинальных определений элементарного состава докембрийских битумов [Сидоренко, Сидоренко, 1975; Сидоренко, 1984] и немногочисленных данных других исследователей [Мишунина, Бискэ, 1979; McKirdy, Hahn, 1982; Закруткин, 1982; и др.] показывает, что этот состав довольно выдержан для всех литолого-фациальных типов первично-осадочных пород и зависит только от степени метаморфизма этих пород. По мере усиления метаморфической преобразованности осадочных пород в содержащихся в них бутумах неуклонно возрастает процентный выход углерода (С), несколько нарастает количество водорода (Н) и падает содержание гетероэлементов (О + N + S). Эти тенденции эволюции элементарного состава битумов понятны и особых комментариев не требуют. Так, по данным В.Е. Закруткина [1982], в породах зеленосланцевой фации содержание С 74,96—78,99%, в породах амфиболитовой и гранулитовой фации — 78,82—85,29%; средние величины составляют 77,18 и 82,32% соответственно. В этом же ряду О + N + S падает с 10,72 до 5,08% (размах колебаний при этом также показателен — 8,39—13,20 и 2,27—8,57% соответственно). В обобщенном виде все эти данные для осадочно-метаморфических пород докембрия в целом приведены в табл. 12. Различными видами битуминологических анализов были детально исследованы кианитовые сланцы свиты кейв и кислые гранулиты Сальных тундр (Кольский полуостров), шунгитовые сланцы

Таблица 13

Компонентный состав хлороформенного битума А, извлеченного из осадочно-метаморфических пород докембрия, X

Породы	Место взятия	Сорг	Нера- ство- римый оста- ток	Компонентный состав				
				Ас- фаль- тены	Масляная фракция		Смолы	
					масло	п/эфир	бен- золь- ные	спи- рто- бен- золь- ные
Сланцы кианитовые	Кольский полуостров, Кейвы	2,14	98,53	4,3	21,7	15,4	7,8	48,7
Гнейсы графитовые	Центральное Приазовье, месторождение Вишняки	8,94	75,20	0,2	14,4	29,3	21,1	30,7

Заонежья (Карелия), графитовые гнейсы Центрального Приазовья (Приазовский докембрийский массив), графитосодержащие сланцы месторождения Тальное (УКЩ), графитовые гнейсы и углеродсодержащие сланцы Западного Прибайкалья, углистые сланцы Боксона (Восточный Саян), графитосодержащие гнейсы Тукурингро-Джагинской зоны: сланцы группы Онвервахт и углеродсодержащие сланцы группы Фиг-Три (Южная Африка).

Для получения важной информации о более тонком и точном составе битумов докембрийских осадочно-метаморфических пород для шести проб (двух кианитовых сланцев свиты кейв Кольского полуострова), трех графитовых гнейсов из Центрального Приазовья и одной пробы шунгитовых сланцев Заонежья Карелии битуминозные вещества были выделены исчерпывающей экстракцией из крупных по весу (12—13 кг) свободных проб.

Был изучен элементный состав извлеченного хлороформенного битума А (табл. 13), свидетельствующий о преобладании нафтенowych и метановых углеводородов. В связи с небольшим содержанием извлеченного битуминозного вещества компонентный анализ хлороформенного битума А был проведен в двух пробах (табл. 14). Рассмотрение результатов показывает, что этот состав отражает результат жесткого процесса преобразования органического вещества.

Структурный анализ выделенных веществ методом ИКС¹ показал следующее.

Общим для исследованных битумоидов является присутствие метано-нафтенowych, кислородсодержащих структур, длинных алифатических цепей с различным числом углеродных атомов. Из шести рассмотренных битумоидов докембрия из крупных проб очень четко выделяются два типа: битумоиды графитовых гнейсов Центрального Приазовья и кианитовых сланцев свиты кейв Кольского полуострова (рис. 10, 11).

В первой группе битумоидов преобладают метано-нафтенowe структуры. Содержание длинных алифатических цепей небольшое. Затем следуют кисло-

¹ Анализ проводился на отечественном спектрометре ИКС-14 с оптикой из NaCl. В качестве кювет служили пластинки из КВЧ. Исследуемый слой вещества — не определенный. В случае, когда вещества было достаточно, наносился равномерный слой 0,01 мм. Битумоиды в растворителях не растворялись.

Т а б л и ц а 14
Распределение фракций н-алканов
в маслах хлороформенного битума А, вес, %

Порода	Место взятия	C ₁₂	C ₁₃	C ₁₄	C ₁₅	C ₁₆	C ₁₇	C ₁₈	C ₁₉	C ₂₀	C ₂₁	C ₂₂	C ₂₃
Сланцы кианитовые	Кольский полуостров, Кейвы	0,6	0,4	0,6	0,8	1,3	3,7	5,0	5,2	8,0	11,8	14,6	10,3
Гнейсы графитовые	Центральное Приазовье, месторождение Вишняки	1,0	1,1	1,2	0,7	2,7	5,4	10,2	11,1	9,1	8,0	8,2	7,0

Порода	Место взятия	C ₂₄	C ₂₅	C ₂₆	C ₂₇	C ₂₈	C ₂₉	C ₃₀	C ₃₁	C ₃₂	C ₃₃	C ₁₂ —C ₃₃
Сланцы кианитовые	Кольский полуостров, Кейвы	7,0	6,6	5,0	4,2	3,2	3,1	2,0	1,3	0,9	0,6	94,2
Гнейсы графитовые	Центральное Приазовье, месторождение Вишняки	4,3	3,4	2,0	1,7	1,5	0,7	1,1	1,2	—	—	81,60

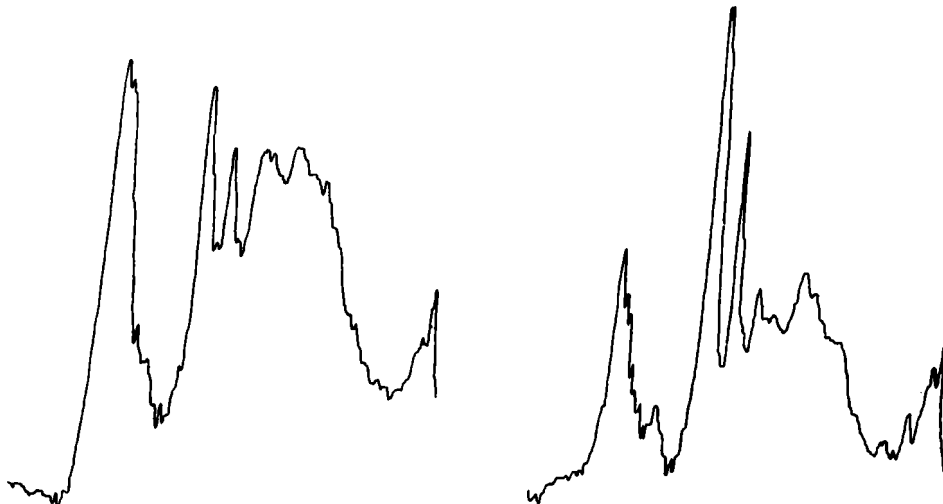


Рис. 10. ИКС хлороформенного битумоида А, ставролит-кианитовый сланец, свита кейв, Кольский полуостров

Рис. 11. ИКС хлороформенного битумоида А, графит-биотитовый гнейс, Центральное Приазовье

родсодержащие структуры. Максимальное их количество — в битумоиде из графитового гнейса, минимальное — из кианитового сланца. Кислородсодержащие соединения с большой степенью сопряжения с группой С-С ароматического и алифатического рядов. Возможно присутствие битумоидных азотистых соединений. Во всех битумоидах этого типа установлены ароматические полициклического ряда. По-видимому, структурами битумоидов Центрального Приазовья являются соединения типа сложных эфиров, кетонов ароматических кислот, сложных спиртов и др.

Для второго типа битумоидов — битумоидов кианитовых сланцев — характерно преобладание кислородсодержащих структур над метано-нафтеновыми. В основном это алифатические эфиры и их кислоты. В строении метано-нафтеновых и кислородсодержащих структур принимали участие высокомолекулярные алифатические цепи. Отсутствуют явно выраженные ароматические структуры.

Мы проанализировали и некоторые фракции из каждой выделенной группы битумоидов. Характерно, что все фракции повторяют высказанное предположение о структуре битумоида в целом. Так, фракция масел битумоидов графитовых гнейсов Центрального Приазовья аналогично неразогнанному битумоиду характеризуется большим развитием метано-нафтеновых структур сравнительно низкой степени разветвленности, с длинными цепями (рис. 12). Число атомов углерода > 20 , но количество длинных цепей невелико. Фракция петролейно-эфирных смол битумоидов графитовых гнейсов Центрального Приазовья содержит метано-нафтеновые, ароматические и кислородсодержащие структуры, но среди всего многообразия соединений резко преобладают метано-нафтеновые (аналогично неразогнанному битумоиду из этих же пород).

Масла битумоидов кианитовых сланцев свиты кейв Кольского полуострова также характеризуются большим развитием нормальных парафиновых структур с длинными цепями, но количество длинных цепей несравненно больше и число углеродных атомов в них превышает 30 (рис. 13). Для битумоидов кианитовых сланцев свиты кейв Кольского полуострова во фракции петролейно-эфирных смол наблюдается большое развитие кислородсодержащих структур; много и длинных алифатических цепочек с числом атомов углерода > 30 .

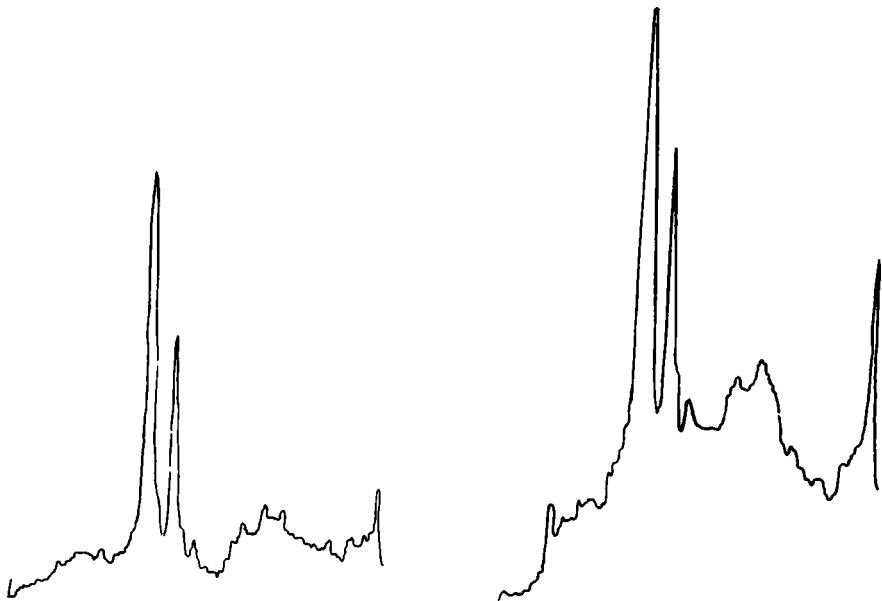


Рис. 12. ИКС-фракции масел хлороформенного битума А, графитовые гнейсы, Центральное Приазовье

Рис. 13. ИКС-фракции масел хлороформенного битума А, кианитовые сланцы, Кейвы, Кольский полуостров

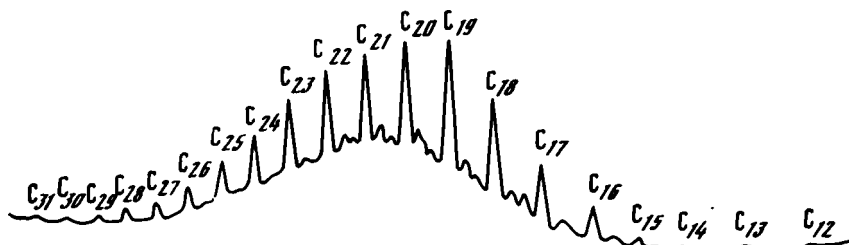


Рис. 14. Газово-жидкостная хроматограмма. Распределение н-алканов во фракции масел хлороформенного битума А, графитовые гнейсы, Центральное Приазовье

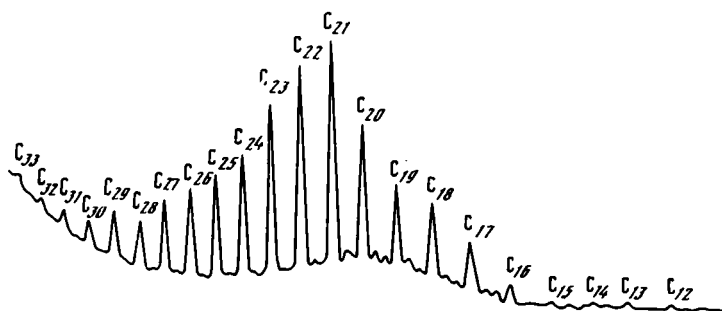


Рис. 15. Газово-жидкостная хроматограмма. Распределение н-алканов во фракции масел хлороформенного битума А, кианитовые сланцы, Кейвы, Кольский полуостров

Распределение фракций нормальных алканов (н-алканов) в углеводородной части хлороформенного битума А, извлеченных из графитовых гнейсов Центрального Приазовья и кианитовых сланцев свиты кейв Кольского полуострова, изучалось на хроматографе ЛхМ-7А. Полученные данные приведены в табл. 14 и на рис. 14, 15.

Попытаемся кратко суммировать полученные нами данные по содержанию углеводорода в осадочно-метаморфических породах докембрия. Прежде всего следует назвать сам факт обнаружения практически во всех исследованных нами породах растворимых в органических растворителях битуминозных веществ. Как показано выше, содержание их весьма неодинаково от породы к породе и колеблется в довольно больших пределах — от сотых и десятых долей процента до целых процентов.

Состав хлороформенного битума далеко неодинаков для всех исследуемых образцов. В одних преобладают неуглеводородные, в других углеводородные компоненты, представленные главным образом парафиновыми структурами и замещенными бензола. Подобный битум характерен для образцов Приазовья. В нем много общих черт с битумами осадочных пород. В его элементном составе количество углерода 78,0—81,9, а водорода — 11,2—12,2%. Отношение углерода к водороду (6,6—7,7) указывает на преимущественно метано-нафтеновое строение входящих в битум "А" молекул. Это свидетельствует о сохранении унаследованных структур от исходного, по-видимому, сапропелевого органического материала в седиментогенезе и диагенезе.

Заметно отличны битуминозные вещества кианитовых сланцев свиты кейв (Кольский полуостров). Судя по содержанию в них С и Н (78,0 и 10,2% соответственно), а также по отношению С/Н, равному примерно 7,5, степень восстановленности битумов кианитовых сланцев заметно ниже; органический материал, безусловно, претерпел окисление, которое привело к формированию не только нафтеновых, но и ароматических структур.

Различия в содержании битуминозных компонентов, в их битуминозно-групповом составе (по ИКС), в составе газообразных углеводородов указывают на то, что исходное органическое вещество было, по-видимому, не одинаковое в разных районах. Несмотря на сильный метаморфизм, черты различия органического вещества, фиксируемые по хлороформенному битуму А, сохранились. Метаморфизм отразился в первую очередь в упрощении ароматических структур, которые представлены в некоторых битумах замещенными бензольного ядра, а в ряде образцов вообще отсутствуют.

Более 90% органического вещества при длительной метаморфизации подверглось полимеризации и конденсации с образованием "керогена", молекулы его битуминозной части испытали декарбоксилирование, дециклизацию, отщепление боковых цепей, в связи с чем содержание асфальтенов и смол оказалось минимальным (как и в нефтях), возросло количество нейтральных смол и жидких алканов. В твердых парафинах (как и в нефтях) выровнялось соотношение молекул с нечетным и четным числом углеродных атомов. Среди изопреноидов жидких алканов преобладают фитан и пристан, что указывает на существование фотосинтезирующих организмов в архейско-раннепротерозойское время.

Приведенный материал подчеркивает значение геологического времени для процессов битумообразования.

Пожалуй, впервые оценка процессов и результатов метаморфизма нефтей и битумов была дана в фундаментальном труде П.Ф. Андреева, А.И. Богомолова, А.Ф. Добрянского и А.А. Карцева "Превращения нефти в природе" [1958]. Они показали, что главным направлением геохимической эволюции нефтей и битумов является превращение углеводородов преимущественно циклического состава в углеводородные системы преимущественно предельного состава, происходящее под действием температуры, катализа, времени, ускоряемое дислокационными (и

метаморфическими) процессами. Это, по мнению указанных авторов, главное направление трансформации углеводородов в земной коре; остальные направления изменений имеют резко подчиненный характер и значение.

В настоящее время суммирование и анализ всей известной информации [Лопатин, 1983 и др] позволяют значительно конкретизировать существо основных процессов метаморфизма битумов. Циклические структуры керогена теряют боковые цепи, исчезают полициклические и циклоароматические компоненты, резко возрастают степень ароматичности углерода и число собственно ароматических структур классов бензола, нафталина и фенантрена. Температурный крекинг разрывает связи С-С. Деструкция начинает захватывать также жидкие и газовые углеводороды. Конечная часть этого тренда изменение — графитизация большей части массы битумов.

Обобщение всех выше приведенных данных о распространенности битумов в осадочно-метаморфических породах докембрия позволяет рассчитать общую рассеянную их массу в объеме всех сохранившихся докембрийских пород первично-осадочного генезиса.

Учитывая ранее сделанные подсчеты А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского [1976] массы осадочно-метаморфических пород ($4,1 \cdot 10^{24}$ г) и наши данные об объемах и массах обычных и углеродсодержащих пород докембрия [Сидоренко, Теняков, 1982], были определены массы битумов для обычных ($3,6 \cdot 10^{20}$ г) и углеродсодержащих ($1,6 \cdot 10^{20}$ г) пород, составившие в сумме $5,2 \cdot 10^{20}$ г для рассеянных битумов осадочно-метаморфических пород докембрия в целом.

Для полного сравнительного понимания этой величины приведем расчеты Н.Б. Вассоевича и А.Э. Конторовича с сотрудниками [1967] о массе углеводородов, сосредоточенных в известных и потенциально возможных месторождениях нефти и газа в фанерозойских отложениях, и цифровую оценку Н.Б. Вассоевичем массы рассеянных углеводородов также во всем объеме фанерозойских осадков: $0,01—0,03 \cdot 10^{20}$ и соответственно $1,0 \cdot 10^{20}$ г.

Таким образом, детальный анализ комплексом люминесцентно-битуминологических, химических методов, методов ИКС, газово-жидкой хроматографии и газового анализа экстрагируемой битумоидной фракции осадочно-метаморфических пород докембрия дал возможность выявить общие закономерности нахождения и состава в них этой фазы, ее групповой и элементарный состав, обрисовать основные черты геохимии битумоидов главных типов осадочно-метаморфических пород докембрия, поведения их при метаморфизме и оценить распространенность и массу этого важнейшего компонента органической материи в метаосадочных породах докембрия.

На основе новых количественных данных рассчитано, что масса рассеянных битумов в осадочно-метаморфических породах докембрия составляет около $5,0 \cdot 10^{20}$ г. Это значительно превышает всю массу углеводородов, сконцентрированных в известных и потенциальных месторождениях нефти и газа ($0,01—0,03 \cdot 10^{20}$ г), и в 5 раз больше массы в совокупности этого и рассеянного ($1,0 \cdot 10^{20}$ г) углеводородного вещества в осадочных породах фанерозоя.

ЭКСТРАГИРУЕМОЕ СВОБОДНОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО (АМИНОКИСЛОТЫ, УГЛЕВОДЫ, САХАРА, ОРГАНИЧЕСКИЕ ПИГМЕНТЫ: ПОРФИРИНЫ, ФИКОБИЛИНЫ) УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

Биогенные органические соединения являются производными следующих важнейших биохимических фрагментов биологических систем: аминокислоты — белков, сахара — углеводов, порфирины и фикобилина — органических пигментов. В совокупности с углеводородами (битумами) в метаморфизованных первично-осадочных породах докембрия устанавливаются все определяющие "штамы" классической живой триады белки—жиры—углеводы.

АМИНОКИСЛОТЫ

Как известно, аминокислоты в белках живого вещества — господствующие органические соединения и структуры. После отмирания живых организмов белки попадают в осадки и очень "быстро" — в течение сотен или тысяч¹ лет — под влиянием "микробных атак" [Degens, 1969] и гидролиза в водной среде распадаются, и о былом их присутствии в таких осадках или осадочных породах теперь уже могут говорить только данные о наличии в них кислот анилинной группы.

Различают свободные и связанные аминокислоты. Свободные аминокислоты — это те из них, которые растворены в природных водах или которые можно легко экстрагировать водой, ацетатом аммония или другими реактивами из твердых пород. Выделение связанных их разновидностей требует гидролиза в кислоте или щелочной среде.

О количественном содержании аминокислот в геологических объектах различного возраста дает представление работа Е. Дегенса [1969]. Первые единичные или ограниченные сведения о присутствии аминокислот в метаосадочных породах докембрия относятся к концу 50-х — началу 60-х годов исследования Е. Баргхорна, Ф. Свейна с сотрудниками, Н. Хэррингтона, Р. Гарелса и др.).

Позднее (А. Энглингтон, К. Келвин, 1971 г.) они уже обнаруживались в породах чуть древнее 1 млрд лет. Следующий шаг в установлении аминокислот в древних породах был сделан в 1970 г. [Вологдин и др., 1970]; пять аминокислот — аминоуксусная, треонин, аланин, валин, лейцин — были выявлены в отложениях свиты континентальной лавозской формации нижнего протерозоя с абсолютным возрастом около 1800—2000 тыс. лет.

Нами совместно с И.З. Сергиенко и др. [1974] 13 свободных и связанных аминокислот были идентифицированы уже в отложениях на абсолютном возрастном уровне 2,6 млрд лет — в осадочных породах свиты кейв (Кольский полуостров). Новейшие данные [Сидоренко, Сафронов, 1985] по распространенности аминокислот в метаосадочных породах докембрия охватили уже основные углеродсодержащие породы всего Кольско-Карельского региона. При этом эти свидетели нахождения бывших белковых тел в древнейших осадках оказались установленными не только в различных первично-глинистых породах (различных сланцах), но и в шунгитах и гнейсах Карелии и в гнейсах Беломорья. Эти же аминокислоты (лизин, аспаргиновая кислота, треонин, серин, глутаминовая кислота, пролин, глицин, аланин, валин, изолейцин, лейцин, тирозин, фени-

¹ В особых условиях и при низких температурах они иногда способны сохраняться в течение миллионов лет.

Таблица 15

**Аминокислоты в осадочно-метаморфических породах
докембрия ряда регионов СССР**

Регион	Среднее содержание, мкг/г	Регион	Среднее содержание, мкг/г
Криворожье	23,18	Побужье	17,91
КМА	30,12	Кеявы	6,67
Имандра—Варзуга	18,29	Карелия	32,40
Приазовье	12,83	В среднем	20,20

Таблица 16

Аминокислоты в осадочно-метаморфических породах докембрия

Аминокислота	Содержание, мкг/г			Аминокислота	Содержание, мкг/г		
	мини- маль- ное	макси- маль- ное	сред- нее		мини- маль- ное	макси- маль- ное	сред- нее
Лизин	0,17	3,95	2,02	Аланин	0,46	3,83	1,61
Аспаргиновая	0,10	3,51	1,61	Валин	0,23	4,18	1,97
Треонин	0,11	1,56	0,79	Изолейцин	0,13	1,90	1,30
Серин	0,31	4,60	2,17	Лейцин	0,24	4,23	2,11
Глутаминовая	0,56	6,14	2,89	Тирозин	—	1,38	0,56
Пролин	—	2,17	0,57	Фенилаланин	Следы	1,90	0,88
Глицин	0,53	3,33	1,72				

лаланин) были идентифицированы В.Е. Закруткиным [1982] и в первично-осадочных породах Приазовья, Криворожья, КМА, Кольского полуострова (Имандра—Варзуга).

Обобщение всей имеющейся в настоящее время информации позволило получить и обобщенно-усредненную картину их содержания как по отдельным регионам (табл. 15), так и для осадочно-метаморфических пород докембрия в целом (табл. 16). Анализ этих данных убеждает в том, что распространенность бывших фрагментов белков не зависит от литологических типов исследованных пород и степени их метаморфизма, а целиком контролируется содержанием в этих породах органического вещества (рис. 16). Эту закономерность впервые установил В.Е. Закруткин [1982]. С высокой степенью достоверности она безусловно свидетельствует именно о биогенном происхождении обнаруживаемых в изученных породах этих органических соединений.

Своеобразным критерием биогенности выявленных в докембрийских метаосадочных породах аминокислот может служить и сравнительный анализ их распределения (рис. 17) в зависимости от числа углеродных атомов в их молекулах для изученных пород, метеоритов, синезеленых водорослей и продуктов их абиогенного синтеза [Lawless, 1973].

Весь приведенный выше материал с очевидностью обосновывает сделанный нами в 1974 г. вывод [Егоров и др., 1974] о том, что даже процессы метаморфических преобразований амфиболитовой ступени метаморфизма отнюдь не стирают следов присутствия в древнейших первичных осадках белковых тел.

УГЛЕВОДЫ (САХАРА)

Углеводы являются альдегидами или кетонами так называемых многоатомных спиртов и (или) продуктами их полимеризации и вместе с белками и жирами (липидами) составляют химико-структурно-материальную основу всего живого на Земле. В класс углеводов входят моно-, олиго- и полисахариды. Важнейшими гомополисахаридами считаются крахмал и целлюлоза. Крахмал — это смесь

Рис. 16. Зависимость распространённости суммы аминокислот (Σ АК) от содержания Σ орг в осадочных породах докембрия

Обобщенные данные для интервалов содержания Σ орг: 1 — 0—1; 2 — 1—5; 3 — 5—10; 4 — 10—15; 5 — 15—20; 6 — 20—25.

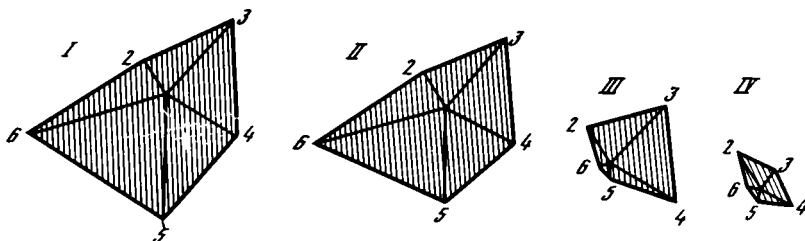
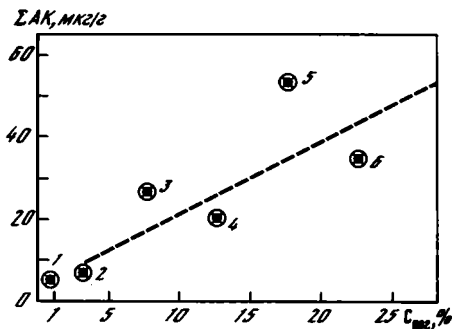


Рис. 17. Распространённость аминокислот (АК) в осадочных породах докембрия (I), синезеленых водорослях (II), в абиогенных искусственных системах (III) и в метеоритах (IV) в зависимости от числа углеродных атомов в молекуле АК

2, 3, 4, 5, 6 — число атомов углерода в молекуле АК; длина лучей — содержание АК по отношению к глицину

полимеров, образованных молекулами глюкозы. Целлюлоза же — ($C_6H_{10}O_5$) — представляет собой нерастворимый гомополисахарид с молекулярной массой 150 000—10 000 000, состоящей из остатков молекул Д-глюкозы.

Безусловно, в геологических объектах целлюлоза — один из наиболее стабильных полисахаридов [Дегенс, 1969]. Крахмал, гемицеллюлоза или альгинаты — продукты очень быстрого разрушения. Впервые углеводы (сахара) в древнейших осадочных породах докембрия свиты контисари (Карелия) с абсолютным возрастом 1850—2000 тыс. лет были установлены А.Г. Вологдиным с соавторами в 1970 г. В 1974 г. мы вместе с сотрудниками Института биохимии АН СССР им. А. Н. Баха [Сергиенко и др., 1974] углеводы (сахара) идентифицировали в породах (кейвская свита, Кольский полуостров), имеющих возраст около 2,6 млрд лет. Таким образом, и для этой принципиально важной химико-структурной группы базовых органических фрагментов живых веществ установлены их представители в древнейших первично-осадочных комплексах земной коры.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ПИГМЕНТЫ: ПОРФИРИНЫ, ФИКОБИЛИНЫ

Сейчас уже нет сомнений, что одними из древнейших живых организмов, способных к фотосинтезу, были синезеленые водоросли. В состав их фотосинтезирующего аппарата входили хлорофилл и фикобилпротеиды, т.е. вспомогательные пигменты, способствующие миграции энергии возбуждения к хлорофиллу [Колесников, Егоров, 1981]. Фикобилпротеиды содержат в своей структуре линейные тетрапиррольные соединения, т.е. фикобилины. Последние хорошо извлекаются из белковых комплексов при их кислотном гидролизе [O'hEocha, 1963]. Как полагает А.А. Красновский, синезеленые водоросли наследовали от каких-то предыдущих примитивных автотрофных организмов фикобилпротеиды, которые могли принимать прямое фотохимическое участие в

реакциях фотосинтеза [Евстигнеев, 1975]. Согласно их данным, в результате эволюции основным фотосенсибилизатором стал именно хлорофилл. В этой связи все известные в настоящее время фотосинтетические организмы обладают порфиринозависимым фотосинтезом [Красновский, 1975; Колесников, Егоров, 1981; и др.].

Впервые порфирины были обнаружены в докембрии Г. Ходгсоном с соавторами [Hodgson et al., 1968]. В 1977 г. эти соединения были установлены в докембрийских образованиях и советскими исследователями [Колесников, Егоров, 1977]. М.П. Колесников и И.А. Егоров сообщили о признаках присутствия в докембрийских осадках фикобилинов.

В докембрийских осадочно-метаморфических породах, по существу, открыта новая страница изучения в них палеобиохимии органических пигментов. По мнению М.П. Колесникова и И.А. Егорова [1981], эти данные и в частности соотношение в древнейших породах Земли присутствующих в них порфиринов и фикобилинов позволяют косвенным образом судить и о преобладавшем в то отдаленное время типе фотосинтеза.

ГЛАВА СЕДЬМАЯ

НЕРАСТВОРИМОЕ (ОСТАТОЧНОЕ) ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

Нерастворимое (остаточное) органическое вещество углеродсодержащих осадочно-метаморфических пород докембрия — это не только какая-то химико-аналитическая его часть, это очень сложная, если не самая сложная биогенная субстанция вообще осадочных горных пород — особое царство очень многих, еще до конца не расшифрованных соединений и структур на углеродистой и неуглеродистой основах. Тот факт, что это вещество составляет порой большую или даже преобладающую часть биогенной массы осадочных пород, заставляет исследователей искать пути его познания и использовать эту информацию для более глубокого раскрытия судьбы органической материи в осадочных породах и осадочно-метаморфических циклах.

ПРЕДМЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ КЕРОГЕНА И ДБК¹

Нерастворимая или остаточная часть рассеянного органического вещества осадочных пород составляет 70—90% и более всей массы этой субстанции в фанерозойских образованиях. Эта часть органического вещества осадочных горных пород может быть изучена самыми различными методами [Корчагина, Четверикова, 1980; и др.].

Как показывают обширные данные, накопленные к настоящему времени в этой области, содержание С и Н в НОВ изменяется в осадочных породах фанерозоя (на различных стадиях их катогенного изменения) в широких пределах. Так, для стадий прото- и мезокатагенеза содержание углерода НОВ 60—85%, водорода — 3—9, азота — 0,5—5%. Значительно колеблется в рассматриваемом органическом веществе и содержание серы, что в существенной мере обусловлено многообразными формами ее присутствия в этой субстанции (обычный предел колебаний — 1,5—3%). Содержание кислорода или суммы гетероатомов обычно рассчитывается по разности $O + N + S = 100 - (C + H)$.

¹ДБК — дебитуминизированный кероген (термин, используемый многими исследователями).

Образование нерастворимой массы сапропелевого органического вещества — основного генетического типа органического вещества докембрия — можно, согласно Ю.И. Корчагиной и О.П. Четвериковой, представить себе как конденсацию и укрупнение макромолекул сапропеловых кислот и сапроинов с отщеплением гетеросоединений. В процессе конденсации в ряду "кислоты осадков—кислоты пород—их эфиры и ангидриды" происходит рост количества углерода и падение соотношения Н/С. При потере 10% от массы вещества элементный состав возможного продукта превращений гуминов и сапроинов получается очень близким к значениям элементного состава основной массы РОВ раннего катагенеза. Естественно, что при этом изменяется и количество функциональных групп, отщепляются карбоксила. Макромолекулы фиксируются по увеличению порога агрегации и оптической плотности. В процессе катагенеза наблюдается также рост карбоциклических структур. В подобном, в конечном итоге, химическом и структурном виде "приходит" остаточная нерастворимая органическая субстанция рассеянного органического вещества к этапу дальнейшего (возможного) преобразования при метаморфизме.

СОСТАВ И СТРУКТУРЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОСТАТОЧНЫХ КЕРОГЕНОВ

Работы по изучению нерастворимого (остаточного) органического вещества докембрийских пород несут довольно разнообразную информацию о геохимии докембрийских керогенов [Scott et al., 1970; Сидоренко, 1981; Dungworth, Schwartz, 1971; Hunt, 1972; Leventhal et al., 1975; Сидоренко, Сидоренко, 1975; Мишунина, Корсакова, 1977; Ochler, 1977; и др.]. В последнее время проявляется повышенный интерес именно к остаточному ОВ докембрийских первично-осадочных пород [Philp, 1982, 1983; McKirdy et al., 1980; McKirdy, Hahn, 1982; Philp, Van de Meet, 1983; и др.].

Представим имеющиеся данные по химическому составу остаточных керогенов на примере керогена соанлахтинской свиты нижнего протерозоя р. Майсула (I), шунгитовых сланцев среднего протерозоя Заонежья (села Шуньга, Толвуй) (II) и вулканогенно-осадочных образований суйсарской свиты среднего протерозоя Южной Карелии (III), Ж:

I. С — 90,11; Н — 0,98; N — 0,21; S + O = 8,7; C/H = 92,0; летучие — 6,95.

II. С — 90,73—95,33; Н — 0,84—1,38; N — 0,16—0,70; S — 2,43—6,06; O — 1,58 + 1,67; C/H = 65,75 + 113,49; летучие — 8,37—10,68.

III. Н — 0,62—1,45; C/H = 140,27; S — 0,83—12,2; летучие — 10,37—14,46 (среднее — 12,78).

По материалам З.А. Мишуниной и А.Г. Корсаковой [1977], стадия углефикации керогена графитовых сланцев сел. Майсула (I) определяется как начальная антрацитовая. Исключительно высока, согласно этим же авторам, и степень преобразованности шунгитов Заонежья (II): один из изученных ими образцов показал соотношение C/H, равное 153,67 (!). Наименее трансформированным оказалось органическое вещество суйсарской свиты. Здесь даже средний выход летучих составил > 10%. Косвенно это подтвердило и исключительно высокое содержание в керогене хлороформенного битума А (0,65).

В сравнительных целях покажем данные по соотношениям С—Н—О в керогенах из различных протерозойских метаморфических первично-осадочных образований, в частности, Австралии [McKirdy et al., 1980; Welter et al., 1976, 1980]. В совокупности эта информация дает совершенно ясное представление об элементной химической природе этого вещества (табл. 17).

Более сложная и интересная информация о структурном составе керогенов может быть получена при анализе пирограмм керогенов. Проанализируем пирограммы керогенов из известных образований Фиг-Три, Онвервахт (Южная Африка)

Таблица 17

Содержание $C_{орг}$ и соотношение Н/С и О/С в керогенах
из различных протерозойских метасадочных пород (Австралия)

Регион	Формация	Породы	Кероген		
			Сорг, %	Н/С	О/С
Северная территория Австралии					
Бассейн Мак-Артур	Мак-Минн	Сланцы	81,9	0,65	0,08
	"	Глинистые сланцы	86,6	0,36	0,06
	"	Сланцы	81,4	0,59	0,10
	"	"	83,4	0,54	0,09
Бассейн Амадеус	Битер-Спрингс	Доломиты	71,0	0,28	0,06
Южная Австралия					
Аделаидская геосинклиналь	Бонока	Строматолиты	77,9	0,47	0,09
	Скиллогале	"	75,3	0,33	0,20
	"	"	90,9	0,10	0,03
	"	Кремнистые сланцы	85,2	0,31	0,08
	"	То же	92,2	0,19	0,09
	Тапли-Хилл	Строматолиты	84,0	0,24	0,07

и Калгурли (Австралия) (рис. 18). Как видно из приведенного спектра керогена Фиг-Три, в нем доминируют серии алканов ряда $C_6—C_{15}$. Это совпадает с данными, ранее сообщенными Г. Дангвортом и А. Шварцем [Dungworth, Schwartz, 1971]. Напротив, в керогенах из Онвервахт и Калгурли преобладают серии алканов ряда $C_8—C_{32}$.

Результаты, полученные для пород формации Фиг-Три (преобладание компонентов ниже C_{20}), весьма напоминают древние водорослевые маты; присутствие же алканов демонстрирует также и их частичную алифатическую структуру. Вместе с тем следует согласиться с Р. Филпом [Philp, 1983], что результаты, считываемые со спектров гидролиза керогенов из Онвервахт и Калгурли, достаточно загадочны: конкретно нас интересует присутствие алканов $> C_{20}$. Последнее полностью отвергает какое-либо предположение о контамационной "загрязненности" этих образцов органическими продуктами более молодого возраста. Но пока не ясно, что лежит в основе выявляемых различий: различия в характере исходных органических веществ (их генетической природы) (?), последующий метаморфизм (?) или только чисто природная термическая особенность их жизни на постметаморфической стадии существования (?).

Применение методики "пиролиз-газовая хроматография — масс-спектрометрия" для анализа керогенов при изучении остаточного керогена верхнепротерозойских строматолитов Tungussia Wilkatanna из доломитов формации Скиллогале (Австралия) и "субграфитового" керогена из строматолитов Gymnosolen of Ramsay также верхнепротерозойской формации Тапли Хилл (Австралия) показало, что первый кероген является по своему характеру значительно более алифатичным, чем второй, хотя в обоих изученных случаях большая часть компонентов представлена ароматическими углеводородами (рис. 19, 20).

Соотношения идентифицированных типов керогенов из докембрийских комплексов с выделяемыми основными типами керогенов [McKirdy et al., 1980] явствуют из данных, представленных на диаграмме Ван Кревелена на рис. 21. В основном эти же характеристики изученных керогенов повторены и в работе Д. Мак-Кирди и Дж. Хана [McKirdy, Hahn, 1982].

Использование в сочетании анализа керогенов "пиролиз-газовой хроматог-

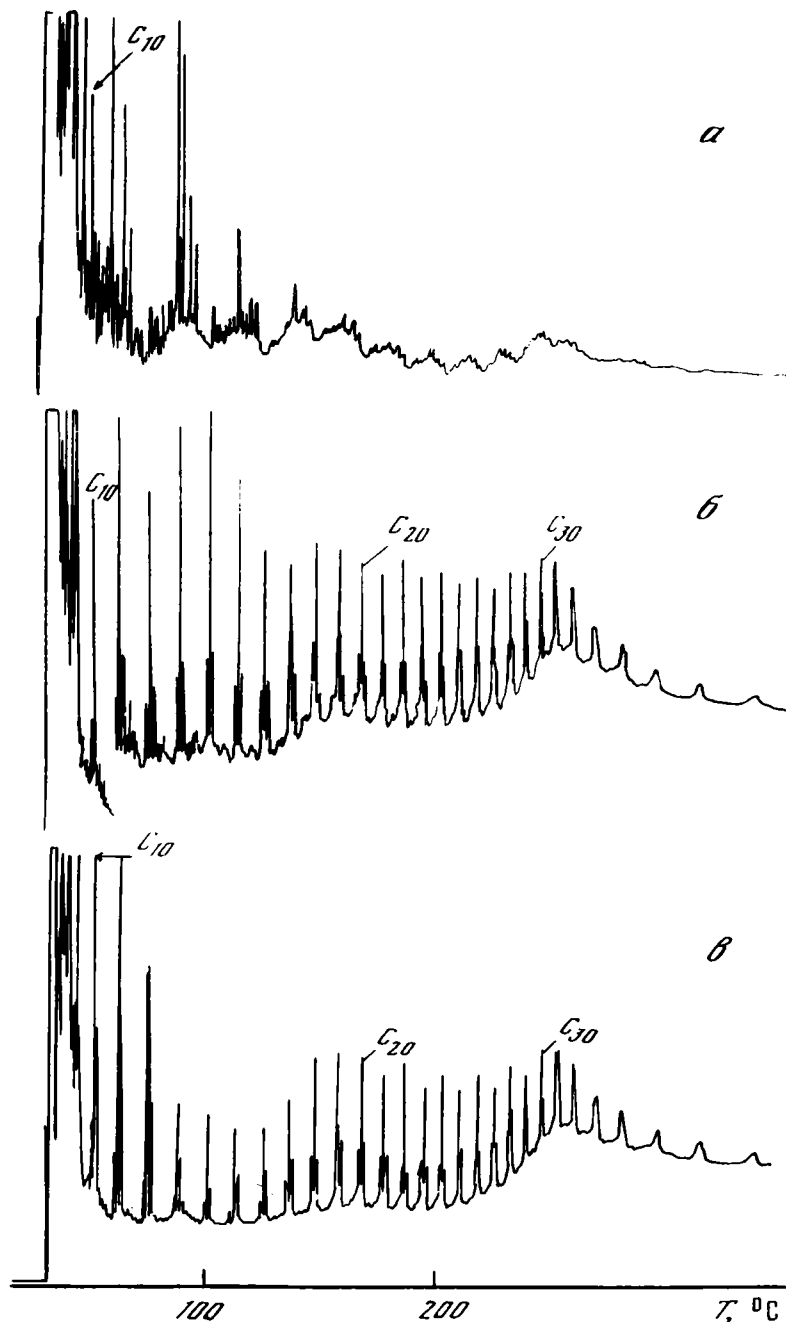


Рис. 18. Пирограммы керогенов из докембрийских осадков формаций
а — Фиг-Три, б — Калгурли, в — Онвервахт

рафии" и "газовой хроматографии-масс-спектрометрии" позволяет сейчас различать два типа (группы) керогенов по "выходу" их пиролитических продуктов. В первой группе керогенов доминируют алканы и алканиды (в различных пропорциях) по линии C_2 — C_{35} . В них заметно меньше ароматических компонентов. Для второй группы керогенов характерна смесь продуктов

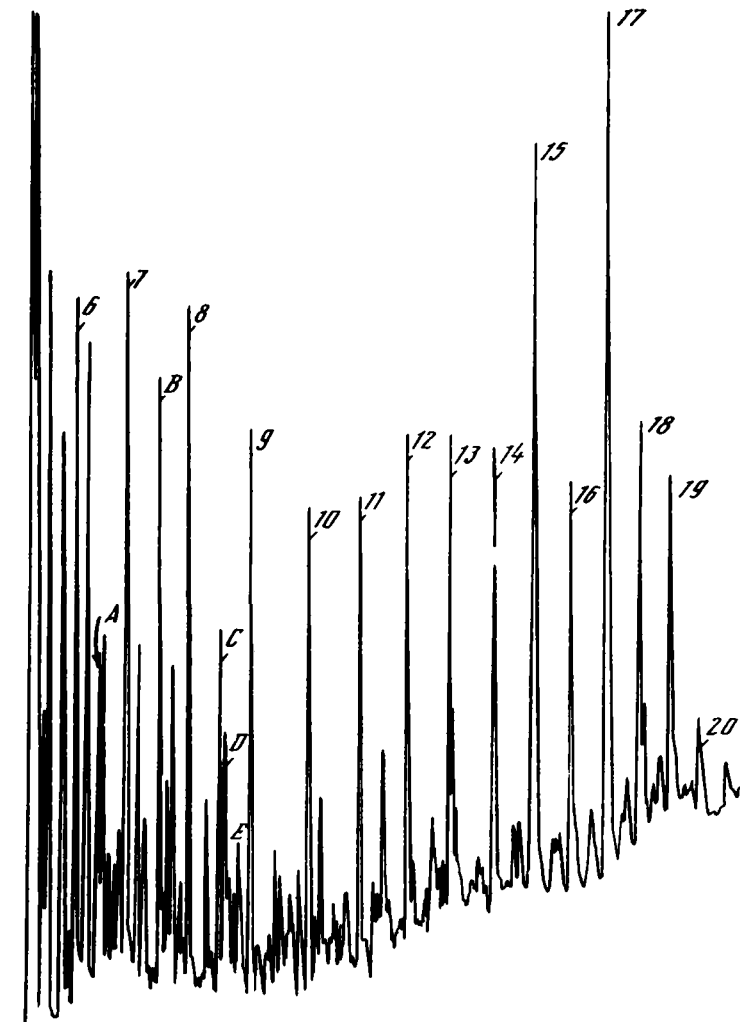


Рис. 19. Пирограмма керогенов из докембрийских осадков формации Скиллогале при $H/C=0,33$
 А — бензол, В — толуол, С — этил-бензол; D — мета- и параксиллол; Е — ортоксиллол

пиролиза, в которой преобладают иные структуры: разветвляющиеся углеводороды C_9 , C_{12} , C_{15} , C_{18} , C_{21} и до C_{33} , т.е. структуры, в каждом последующем члене которых на три углеродных атома больше. Определенно причины существования этих двух различных генетических (?) групп (типов) керогенов до конца не ясны. С нашей точки зрения, пока допустимо, что это различные типы исходного органического вещества. В то же время не исключено, что в основе их возникновения лежат разные литологические особенности заключающих их пород. Кроме того, следует учитывать фактор "судьбы" первоначально накопленной органической субстанции, а также разную реакцию на прошедший метаморфизм этих пород.

Дополнительная аналитическая информация, приведенная в работе Р. Филпа и Д. Ван де Миита [Philp, Van de Meet, 1983], включая масс-спектры углеводорода $C_{15}H_{30}$ и в работе Д. Мак-Кирди и Дж. Хана (рентгеновская дифракция керогенов Онвервахт), также не дает решающих аргументов в пользу той или иной интерпретации.

Рис. 20. Пирограмма керогенов из докембрийских осадков формации Тапли-Хилл при $H/C=0,24$

A — бензол, *B* — толуол, *C* — этилбензол, *D* — мета- и параксилол, *E* — ортоксилол

Рис. 21. Элементный состав микробных керогенов на диаграмме Ван-Кревелена

A — альгинит, *L* — липтинит, *V* — витринит, *M* — микринит, *F* — фюзенит

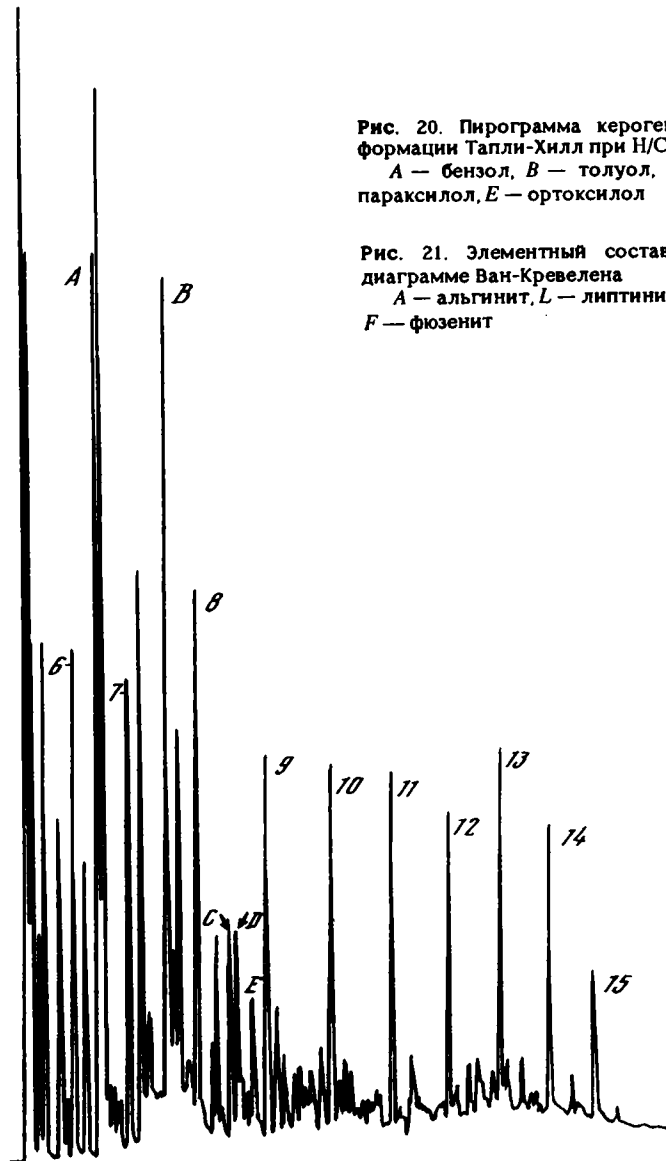


Рис. 20

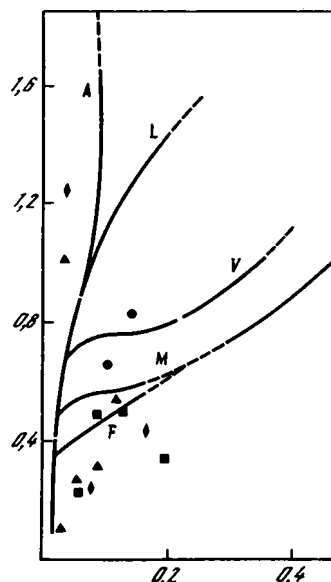


Рис. 21

ИЗОТОПИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ КЕРОГЕНОВ

Известная к настоящему времени изотопная характеристика докембрийских керогенов в суммированном виде по данным различных исследований, и в первую очередь Д. Мак-Кирди, и Дж. Хана, представлена на рис. 22 [McKirdy, Hahn, 1982; Craig, 1953; Gavelin, 1957; Barghoorn et al., 1965; Bondesen et al., 1967; Hoering, 1967; Oehler et al., 1972; McKirdy, Powell, 1974; Eichmann, Schidlowski, 1974; Barghoorn et al., 1977; McKirdy, 1977; Oehler, Smith, 1977; Perry, Ahmand, 1977; Jackson et al., 1978; Knutson et al., 1979; Schidlowski et al., 1979; Sklarew, Nagy, 1979; McKirdy, Kantsler,

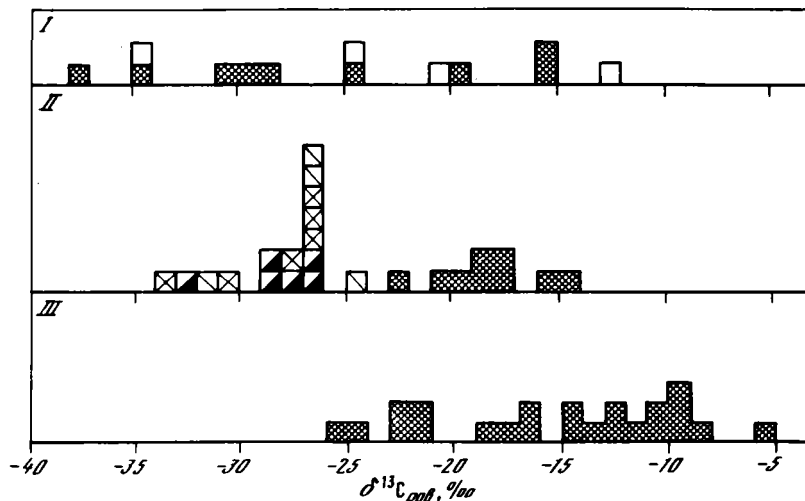


Рис. 22. Изотопный состав углерода в керогене докембрийских пород: формации Ганфлинт (I), группы Онвервахт (II), Исуа (III) (условные обозначения см. рис. 23)

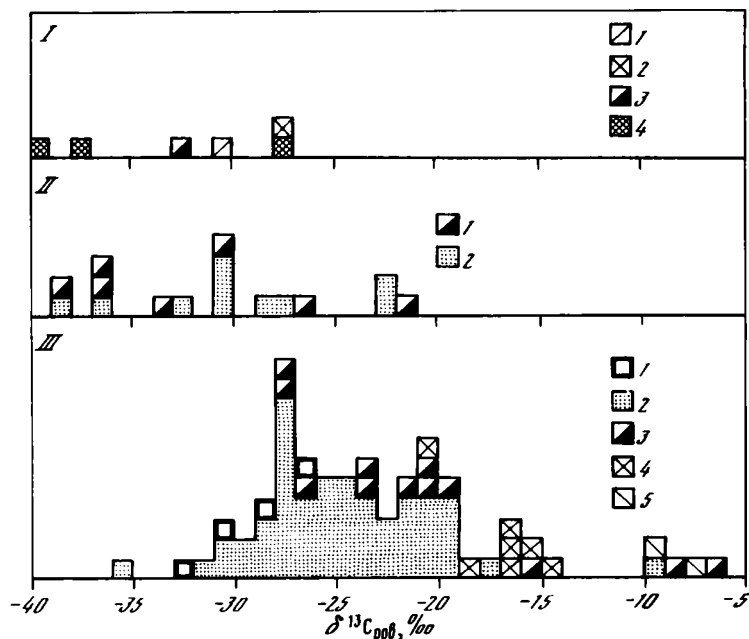


Рис. 23. Изотопный состав углерода в докембрийских нефтях и пиробитумах (I), тухолитах (II), углях и графитах (III)

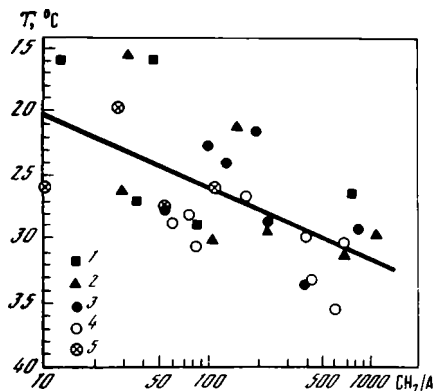
I. 1 — нефть из сланцев Нансач (штат Мичиган); 2 — нефть (Намибия); 3 — пиробитум; 4 — антраксолит (штат Онтарио). II. 1, 2 — тухолиты: 1 — Блинд Ривер (Канада), 2 — Витватерсранд (Южная Африка). III. 1 — уголь; 2 — сланец; 3 — гнейс; 4 — карбонат; 5 — пегматит

1980]. Ее анализ приводит к выводу о безусловно биогенной природе и этой части рассеянного органического вещества докембрийских первично-осадочных пород.

Прежде всего об этом свидетельствует сам изотопный состав углеводорода керогенов из докембрийских сланцев и карбонатов и из докембрийских строматолитов самых различных возрастов, включая даже изотопию керогенов

Рис. 24. Взаимоотношение между изотопным составом углерода в керогене и экстрагируемым органическим веществом

1 — кероген; 2 — карбонатная порода; 3—5 — аргиллит: 3 — известковый, 4 — неизвестковый, 5 — ледниковый



наидревнейших комплексов Земли (железородная формация Ганфлинт, группа Онвервахт, образования супракrustального пояса Исуа) (см. рис. 22). Эти данные полностью увязываются и с данными изотопно-углеродных характеристик докембрийских "углей" и большей части графитов, докембрийских нефтей, пиробитумов и даже таких образований, как тухолиты (рис. 23).

Интересно, что при этом в хорошо проявленную обратную зависимость укладывается и взаимосвязь изотопного состава углерода керогенов и так называемого видимого углерода ($\text{CH}_2\text{A}_{665}$), т.е. алифатичность этого вещества (рис. 24). Все это прямые свидетельства именно биогенного характера докембрийского керогена независимо от характера и типов пород, из которых он был извлечен.

КЕРОГЕНЫ (ДБК) ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Основные черты поведения остаточных керогенов (ДБК) при метаморфизме мы рассмотрели выше вместе с метаморфической историей битумов. Однако главный вывод о финальной судьбе этой части рассеянного органического вещества в докембрийских метаморфических комплексах может быть сформулирован лишь сейчас, после рассмотрения состава и структур реальных дебитуминизированных остаточных компонентов осадочно-метаморфических пород докембрия.

Выводы, которые можно сделать, интересны и важны с научной и прикладной точек зрения: 1) в собственно графитовую фазу при метаморфизме керогенов переходит лишь какая-то часть, хотя в количественном отношении и неизвестно пока, какая; 2) докембрийские ДБК в значительной своей части сохраняют свою битуминозность, и поэтому о докембрийских ДБК, безусловно, нужно говорить лишь в кавычках; 3) в связи с первыми двумя выводами проблема нефтегазоносности, а точнее, "нефтегазоносного потенциала" докембрийских осадочно-метаморфических толщ получает дополнительное, несколько иное освещение. В свете этих данных, по-видимому, можно считать ошибочным бытовавшее раньше представление об обязательном и неизбежном преобразовании углеводородов в метаморфических процессах только на графитовой фазе трансформации биогенного вещества.

ГАЗООБРАЗНОЕ УГЛЕВОДОРОДНОЕ ВЕЩЕСТВО УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

Сам факт присутствия в осадочно-метаморфических породах докембрия, в том числе и в углеродсодержащих их разностях, газообразных органических соединений известен давно, подтверждается довольно многочисленными данными. Однако эти сведения, как правило, исключительно разрознены, бессистемны и в силу своей некомплексности совершенно не поддаются какому-либо обобщению. С определенностью можно сказать только то, что преобладающим компонентом в метаосадочных породах докембрия является метан.

Первая более или менее системная информация об углеводородных газах в докембрийских породах появилась в работах И.А. Петерсилье и его коллег [Петерсилье, 1979, 1981].

Первые комплексные анализы газов, выделенных из углеродсодержащих метаморфических первично-осадочных пород докембрия, выполнены нами в начале 70-х годов [Сидоренко, Сидоренко, 1975]. На фоне ожидаемых количественно преобладающих (в совокупности) азота, кислорода, водорода, гелия, углекислоты, окиси углерода и метана были установлены и такие органические соединения, как C_2H_6 , C_3H_8 , C_4H_{10} , C_2H_4 , C_3H_6 и C_4H_8 . Особенно генетически важным было выявление таких типично нефтяных газообразных углеводородов, как этан, пропан и бутан. Было также выявлено, что с возрастанием количества органического углерода в породах возрастает и содержание вышеупомянутых углеводородных газов и числа гомологов метана. Кроме того, оказалось, что углеводородный состав газов не одинаков для разных районов; в случае если состав близок, то обычно различен количественно.

ОКЛЮДИРОВАННЫЕ УГЛЕВОДОРОДНЫЕ ГАЗЫ

Рассмотрим имеющиеся данные [Бекасова, Аведисян, 1978; Любцов и др., 1979; Петерсилье и др., 1979, 1981] о характере распределения CH_4 в разрезе пород архейского гранулитового комплекса Кандалакшско-Колвицкой зоны, средне-протерозойской осадочной IV толщи Печенгской структуры и комплекса осадков верхнего рифея северо-запада Кольского полуострова (о-в Кильдин).

Распространенность метана в породах гранулитового комплекса невысокая. Лишь изредка содержания этого газа превышают $0,2 \text{ см}^3/\text{кг}$. Однако чрезвычайно важно обратить внимание на то, что какой-либо корреляции с распределением в этом же разрезе органического углерода не наблюдается. Равно как отсутствует какая-либо связь содержаний метана с распространенностью по разрезу CO_2 и N_2 . Совершенно иная картина имеет место в разрезе седиментогенных пород IV толщи Печенгской структуры. Устанавливается весьма высокая корреляция распространенности этого газа с распределением в толще $C_{орг}$. Еще более наглядно эта связь демонстрируется данными, приведенными И.А. Петерсилье с соавторами [1981]. Третий тип распределения CH_4 в седиментогенном разрезе можно отметить в породах рифейской кильдинской серии. Здесь отсутствует связь CH_4 с $C_{орг}$. Но при этом наиболее значительные количества и CH_4 , и других тяжелых углеводородных газов (C_2H_6 , C_3H_8 , C_4H_{10} , C_5H_{12}), напротив, связаны именно с породами и толщами, несущими наименьшие количества органического вещества. Эта закономерность может свидетельствовать о миграционной природе этих повышенных содержаний углеводородных газов (УВГ) и об эпиге-

Таблица 18

Распространенность метана в углеродсодержащих и обычных осадочно-метаморфических породах докембрия, см³/кг

Породы	Углеродсодержащие*	Обычные**	Породы	Углеродсодержащие*	Обычные**
Основные типы пород			Основные типы пород		
Песчаники, кварциты (паракварциты)	28,13	2,11	Гнейсы (парагнейсы)	8,00	0,33
Сланцы, глинистые сланцы	15,09	5,38	Среднее	11,54	1,69
Карбонатные (известняки, доломиты, мраморы и др.)	12,77	3,10	Другие типы пород		
			Сланцы кианитовые	0,055	
			Гранулиты (парагранулиты)	—	0,10

*Сорг — 1—10%. **Сорг — до 1%.

нетическом попадании в своего рода породы коллекторы-ловушки, где мы в настоящее время их и обнаруживаем.

Сравнивая между собой все три типа распределения метана в докембрийских разрезах, нужно сказать, что метан гранулитовых пород — безусловно метан остаточный, т.е. это оставшаяся от разрушения (деградации) часть некогда существовавших в этих породах гораздо больших масс этого газа и результат жесткого метаморфизма пород этого комплекса. Метан в породах Печенгской структуры более всего отвечает "первичной" картине его формирования в этих породах в связи с преобразованием присутствовавшего в них органического вещества. Именно отсюда между этими компонентами та тесная связь, которая была продемонстрирована нами выше. Метановый газ рифейских толщ о-ва Кильдин — это как бы прямой свидетель уже вполне миграционных эффектов углеводородных газов, хорошо известный из нефтегазовой геологии.

К настоящему времени накоплено немного данных по изотопии углерода УВГ [Петерсилье и др., 1981], но они с очевидностью свидетельствуют об их практической аналогичности изотопным анализам УВГ, присутствующих в фанерозойских осадочных породах и толщах. Так, $\delta^{13}\text{C}$ УВГ метаосадочных пород Печенги —3,82+—4,04%. Изотопный состав CH_4 из закрытых пор пород среднепротерозойского возраста —3,09+—4,70%. Не отличается от фанерозойских (газонефтяные месторождения) и изотопный состав углерода по фракциям УВГ (в %): для протерозоя — CH_4 = —4,80, C_2H_6 = —3,61, C_3H_8 = —2,62; для фанерозоя — CH_4 = —4,17, C_2H_6 = —3,16, C_3H_8 = —2,75. Для сравнения укажем, что изотопный состав углерода УВГ, в частности, из щелочных изверженных пород Кольского полуострова имеет совершенно иной состав и иную генетическую природу. Здесь имеет место картина, прямо обратная той, которую мы показали выше ($\delta^{13}\text{C}$, ‰): C_3H_8 = —1,62, C_2H_6 = —0,91, CH_4 = —0,32.

Обобщая оригинальные и все известные в настоящее время данные советских и зарубежных исследователей, представим в табл. 18 среднюю распространенность метана в углеродсодержащих и в обычных осадочно-метаморфических породах докембрия. Даже без соответствующих пересчетов, просто рассматривая массы докембрийских осадочно-метаморфических пород, можно видеть, что "запасы" метана, рассеянного в этих породах, огромны и должны непременно учитываться в общих балансовых расчетах масс метана в земной коре. Тем более, что априори ясно, что в земной коре все метановые резервуары тесно взаимосвязаны друг с другом и между ними осуществляются весьма масштабные обменные реакции.

Таблица 19

Оценка распространенности предельных тяжелых углеводородных газов (этан, пропан, бутан, пентан) в осадочно-метаморфических породах докембрия, об. х

Породы	$C_2H_6 \cdot 10^4$	$C_3H_8 \cdot 10^4$	$C_4H_{10} \cdot 10^5$	$C_5H_{12} \cdot 10^5$
Основные типы пород				
Песчаники, кварциты (паракварциты)	10,0	4,5	7,8	Следы
Сланцы (глинистые сланцы)	5,0	1,3	3,5	"
Карбонатные (известняки, доломиты, мраморы и др.)	—	—	—	—
Гнейсы (парагнейсы)	5,0	1,5	0,5	Не обн.
Среднее	5,4	1,7	1,9	Следы
Другие типы пород				
Сланцы кианитовые	1,2	0,5	Следы	Не обн.
Сланцы шунгитовые	4,5	1,3	15,0	"
Гранулиты (парагранулиты)	0,5	0,05	Следы	Следы

Как уже отмечалось, первые более или менее систематичные и комплексные определения предельных тяжелых УВГ (этан, пропан, бутан, пентан) в углеводородсодержащих осадочно-метаморфических породах докембрия показали [Сидоренко, Сидоренко, 1975], что они являются типичными газообразными органическими компонентами оклюдированных газов этих образований.

Позднее наблюдения были подтверждены многими работами. И.А. Петерсилье и др. [1979] показали, что они встречаются в породах архейского гранулитового комплекса Кандалакшско-Колвицкой зоны на Кольском полуострове (C_2H_6 — 0,0004—0,034; C_3H_8 — 0,000004—0,00042 см³/кг), Н.Б. Бекасова и А.А. Аведисян [1978] обнаружили их в среднепротерозойских породах нижнепильгуярвинской под-свиты Печенгской зоны (C_2C_4 — 0,0016—0,0934, в среднем 0,04 см³/кг), В.В. Любцов и др. [1979] — в верхнерифейских толщах о-ва Кильдина. Согласно последним авторам, соотношение CH_4/TU колеблется в первично-осадочных породах этого района от 2,32 до 40. Интересно, что этот же показатель в целом для пород печенгского комплекса (средний протерозой) изменяется от 51 до 2000. Известно, что фанерозойским породам свойственны значения этого показателя, близкие к рифейским: от минимальных значений — 1,50—5,96 до максимальных — 24—85. Рассчитанные нами соотношения метана и тяжелых углеводородов для архейских пород в среднем еще более низкие, чем для среднепротерозойских.

Таким образом, очевидно, что от архея к рифею доля предельных ТУВ в составе свободных оклюдированных газов осадочно-метаморфических пород явно растет и постепенно приближается к значениям, характерным для фанерозойских толщ. Однако остается фактом, что этот тип органических газов присущ всем метаморфическим первично-осадочным породам докембрия.

В табл. 19 приведем по сумме всех известных сейчас цифр нашу новейшую оценку их распространенности в целом в основных типах углеводородсодержащих и обычных осадочно-метаморфических пород докембрия, обратив внимание еще раз на то, что эти газы могут сохраняться даже в первично-осадочных породах самых высоких ступеней метаморфической преобразованности исходного субстрата.

Обнаружение нами в 1975 г. [Сидоренко, Сидоренко, 1975] в составе свободных оклюдированных газов углеводородсодержащих осадочно-метаморфических пород докембрия непредельных тяжелых углеводородных газов — ацетилена, пропилена и бутилена — было полной неожиданностью и не нашло у нас в свое время

Таблица 20

Оценка распространенности непредельных тяжелых углеводородных газов (ацетилен, пропилен, бутен) в осадочно-метаморфических породах докембрия, $\cdot 10^5$ об. %

Породы	C ₂ H ₄	C ₃ H ₆	C ₄ H ₈	Породы	C ₂ H ₄	C ₃ H ₆	C ₄ H ₈
Основные типы пород				Основные типы пород			
Песчаники, кварциты (паракварциты)	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Гнейсы (парагнейсы) Среднее	4,0 4,0	8,5 8,6	Следы 2,2
Сланцы (глинистые сланцы)	3,5	2,0	2,3	Другие типы пород			
Карбонатные (известняки, доломиты, мраморы и др.)	5,1	20,0	2,2	Сланцы кнанитовые	0,7	1,5	2,0
				Сланцы шунгитовые	3,0	4,5	2,2

Таблица 21

Общее и удельное содержание УВГ в изученных породах, см³/кг

Порода (образец)	Содержание УВГ		Порода (образец)	Содержание УВГ	
	общее	удельное		общее	удельное
Гнейс (А-10/9)	0,005	—	Карбонатная порода (КУ-3/4)	0,11	—
Гнейс (Х-5/1)	0,02	0,38	Шунгит (КШР-90)	0,12	0,19
Сланец (Х-4/18)	0,08	—	Сланец (Ф-37/5а)	3,72	—

какого-либо обоснования. Дело в том, что эти газы, как правило, являются продуктами термической трансформации (деструкции) определенных фракций возгонки нефти или предельных тяжелых углеводородных газов. Именно этим, технологическим, путем их получали и получают в промышленности. Естественно предположить, что таково, возможно, их происхождение и в изученных нами докембрийских углеродсодержащих метасадочных породах. И сегодня факт установления их в докембрии интересен нам прежде всего в чисто генетическом отношении. Иначе говоря, это еще одно своеобразное подтверждение нефтяной природы хотя бы части исходной органической субстанции этих пород. Даже в случае допущения их происхождения путем "восстановления" до непредельности из сосуществующих с ними предельных тяжелых УВГ (под действием главным образом температурного фактора) — это возможный механизм их возникновения из сугубо нефтяных производных. Оценка распространенности непредельных тяжелых УВГ в осадочно-метаморфических породах докембрия дана в табл. 20.

АДСОРБИРОВАННЫЕ УГЛЕВОДОРОДНЫЕ ГАЗЫ

Адсорбированные углеводородные газы в докембрийских метаморфических первично-осадочных породах были изучены нами на примере двух образцов углеродсодержащих сланцев ("черный сланец", оз. Верхнее, Карелия, обр. Х-4/18; тремолит-кварцевый сланец с пиритом, Оутокумпу, Финляндия — Ф-37/5а), двух типов графитовых гнейсов (гнейс биотитовый, оз. Верхнее — Х-5/1; гнейс-гранат-биотитовый, р. Канда, Карелия — А-10/9), слоистой карбонатной породы (оз. Кукас, Карелия — Ку-3/4) и типичного шунгита (Заонежье, с. Шуньга, Карелия, КШР-90) (табл. 21).

Надо отметить, что в этом же ряду пород сверху отчетливо возрастает содержание в них органического углерода (1,5—2,5—8,0—15,5—18,0—37,5%) и метана,

Таблица 22

Групповой состав адсорбированных газов некоторых углеродсодержащих осадочно-метаморфических пород докембрия, %

Порода	CH ₄	Предельные УВГ			
		C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	C ₅ H ₁₂
Гнейс (А-10/9)	53,50	3,02	1,10	Следы	—
Гнейс (Ч-5/1)	71,30	11,54	5,83	1,58	—
Сланец (Ч-4/18)	61,60	14,94	13,74	1,63	1,33
Карбонатная порода (КУ-3/4)	74,39	7,77	3,60	0,65	—
Шунгит (КШР-90)	74,00	8,84	4,46	1,10	—
Сланец (Ф-37/5а)	80,55	8,38	2,57	0,09	0,74

Порода	Предельные УВГ		Непредельные УВГ		
	C ₅ H ₁₂	C ₆ H ₁₄	C ₂ H ₄	C ₃ H ₆	C ₄ H ₈
Гнейс (А-10/9)	—	—	9,07	21,86	9,45
Гнейс (Ч-5/1)	—	—	6,12	2,33	—
Сланец (Ч-4/18)	0,80	1,00	0,81	0,31	0,51
Карбонатная порода (КУ-3/4)	—	—	4,56	2,00	6,17
Шунгит (КШР-90)	—	—	6,62	3,72	—
Сланец (Ф-37/5а)	0,11	0,15	4,21	2,47	0,06

что уже отмечалось нами выше и для оклюдированных газов докембрийских пород. Групповой состав адсорбированных углеводородных газов, выделенных из представленных выше изученных пород, приведен в табл. 22.

Для адсорбированных газов углеродсодержащих осадочно-метаморфических пород докембрия установлены практически те же и предельные и непредельные тяжелые УВГ, однако их содержание в адсорбированном газовом комплексе существенно выше. Важна и другая общая закономерность распространенности в исследованных породах, в частности, этана, пропана и бутана. Наибольшие их количества характерны для пород со средним содержанием в них органического углерода, в низко- и высокоуглеродистых породах их содержание резко снижается.

Подводя итоги рассмотрения распространенности, закономерностей распределения и состава оклюдированных и адсорбированных газов в осадочно-метаморфических породах докембрия, суммируем основные.

В составе свободных оклюдированных газов углеродсодержащих осадочно-метаморфических пород докембрия устанавливаются наряду с метаном другие предельные тяжелые гомологи метанового ряда — этан, пропан, бутан и пентан, а также такие продукты термической деструкции нефтей и вышеупомянутых газов, как непредельные тяжелые гомологи ацетиленового ряда — ацетилен, пропилен и бутин.

Очень важно подчеркнуть, что последние гомологи выявлены нами в составе адсорбированных газов. Присутствие их и в том и в другом физическом состоянии еще более убеждает в существовании (во всяком случае, в прошлом) определенного нефтегазового потенциала докембрийских осадочно-метаморфических толщ. Такой нефтегазовый потенциал на более поздних этапах жизни этих комплексов возможен путем дегазации из них тяжелых УВГ при определенных тектоноструктурных трансформациях этих пород, но при обязательном воздействии на них термического фактора.

ЭВОЛЮЦИЯ БИОЛИТОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ДОКЕМБРИИ

При изучении проблемы "начальной точки" биологической и биолитогенной эволюции в геологических образованиях Н.М. Страхов [1960] был, пожалуй, первым исследователем, который вслед за В.И. Вернадским увидел и признал накопление биогенного углерода в осадках всего известного геологического разреза земной коры, начиная с глубокого архея. Он конкретно говорил о древнейших морских накоплениях углистых, а ныне графитистых сланцев с содержанием C_{org} до нескольких процентов. Указывал Н.М. Страхов и биологический источник этого вещества — древнейший планктон.

К середине 60-х годов нами было показано широкое развитие конкретных углеродсодержащих пород, толщ и формаций практически для всех докембрийских массивов на территории СССР и за рубежом. При изучении проблемы вставала крупная не только геологическая, но и вообще естественноисторическая и даже мировоззренческая проблема "начала", "начальной точки" отсчета биологической и биолитогенной эволюции на нашей планете. Мало верилось в то, что случайная эрозия обнажила в древнейших земных слоях именно стартовую точку развития жизни на Земле. Но так или иначе этот этап все равно должен быть ближе к этому уровню, нежели к рубежному уровню возникновения Земли (4600 млрд лет).

Итак, очевидная оборванность геологической летописи и недостаточная "актуальность" осадков даже на наидревнейшем уровне их проявления (3,8 млрд лет) — вот главные "препятствия" в возможностях ждать на этом рубеже выявления каких-то геологических свидетельств возникновения жизни на нашей планете.

Но, как полагает М. Руттен [Rutten, 1971], определенное время абиогенное и биогенное вещества, "преджизнь" и "жизнь" могли сосуществовать рядом, пока кислородный и озоновый экраны не прервали мощного поступления ультрафиолетового излучения нашего Солнца — одного из важнейших факторов синтеза органических преджизненных систем.

В какой-то мере, возможно, в подтверждение последнего вывода может свидетельствовать довольно загадочный углеводородный состав одного из древнейших органических веществ нашей планеты — вещества, выделенного из отложений группы Онвервахт (Южная Африка) с абсолютным возрастом ~ 3700 млн лет. Как видно из хроматограммы экстракта насыщенных УВ этих отложений (рис. 25), в этой породе имеется очень много УВ с относительно низкими молекулярными весами в диапазоне от $n-C_{16}$ до $n-C_{25}$ (на рисунке видно, как эти пики сливаются, образуя почти "гладкую кривую"). Это как бы тип спектра, который мог бы быть получен от смеси абиогенных и биогенных веществ [Кальвин, 1971]. Очень важно обратить внимание на то, что непосредственно следующее за этим веществом более молодое органическое вещество из отложений группы Фиг-Три имеет уже совершенно иной характер этого "спектра" (рис. 26). Однако самым поразительным в этом сравнительном аспекте является принципиальная близость онвервахтской "гладкой кривой" с подобной же кривой искусственно полученной углеводородной фракции, синтезированной при действии соляной кислоты на карбид железа (рис. 27) [Hoering, 1966].

Суть основы такого сопоставления состоит в том, что "живые системы" в процессе своей жизнедеятельности синтезируют УВ под влиянием ферментов сугубо избирательно. Именно поэтому газодовые хроматограммы этих веществ получаются с ярко выраженными индивидуальными острыми пиками, соот-

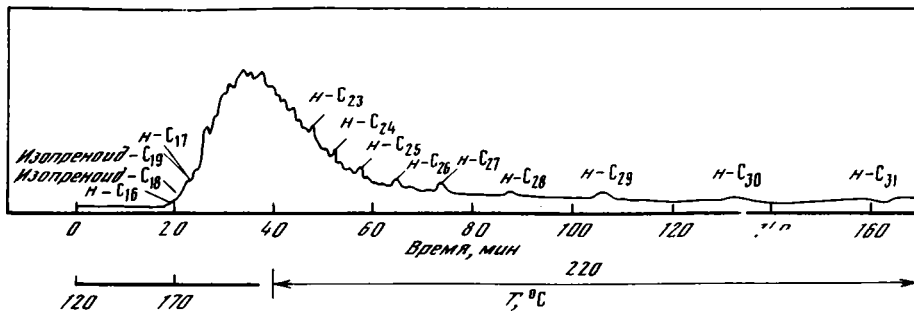


Рис. 25. Газовая хроматограмма экстракта насыщенных углеводородов из отложений Онвервахт

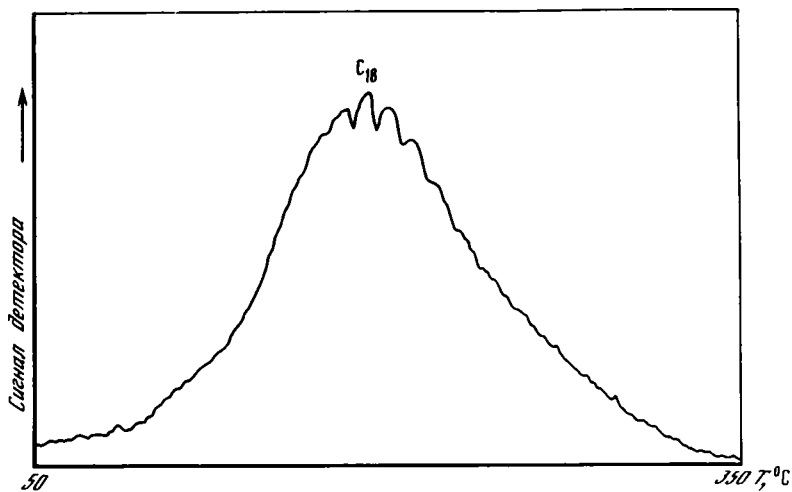


Рис. 26. Газовая хроматограмма алканов из сланцев формации Фиг-Три

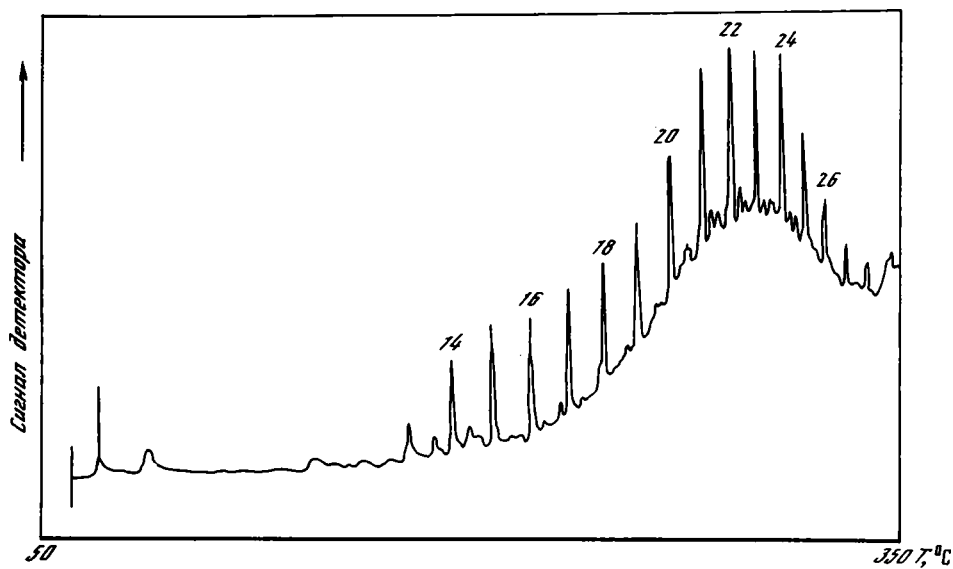


Рис. 27. Газовая хроматограмма углеводородной фракции, полученной при действии соляной кислоты на карбид железа

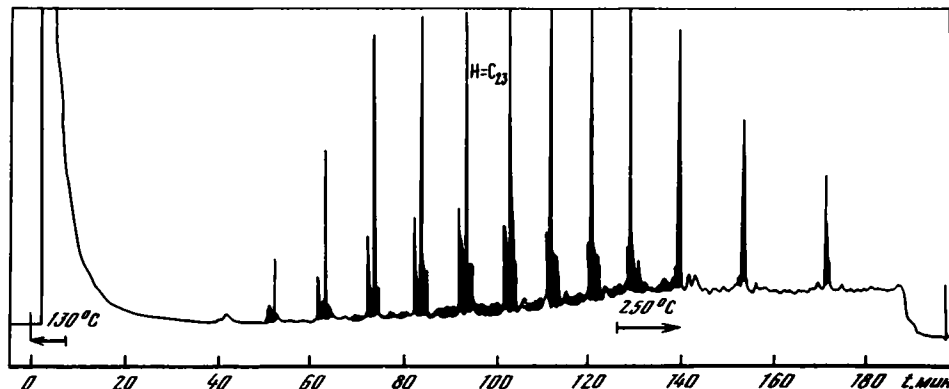


Рис. 28. Газовая хроматограмма углеводородов, образующихся при реакции Фишера-Тропша (абиогенным путем)

ветствующими совершенно определенным соединениям. Абиогенные углеводороды лишены такого "преимущества", и их кривые имеют более сплошной (гладкий) характер.

Однако проблема этих сопоставлений остается. Во всяком случае, газовая хроматограмма углеводородов, образующихся при реакции Фишера-Тропша, носит внешне также индивидуализированный характер (рис. 28), хотя она в своей основе тоже такая же "гладкая", как и абиогенная кривая.

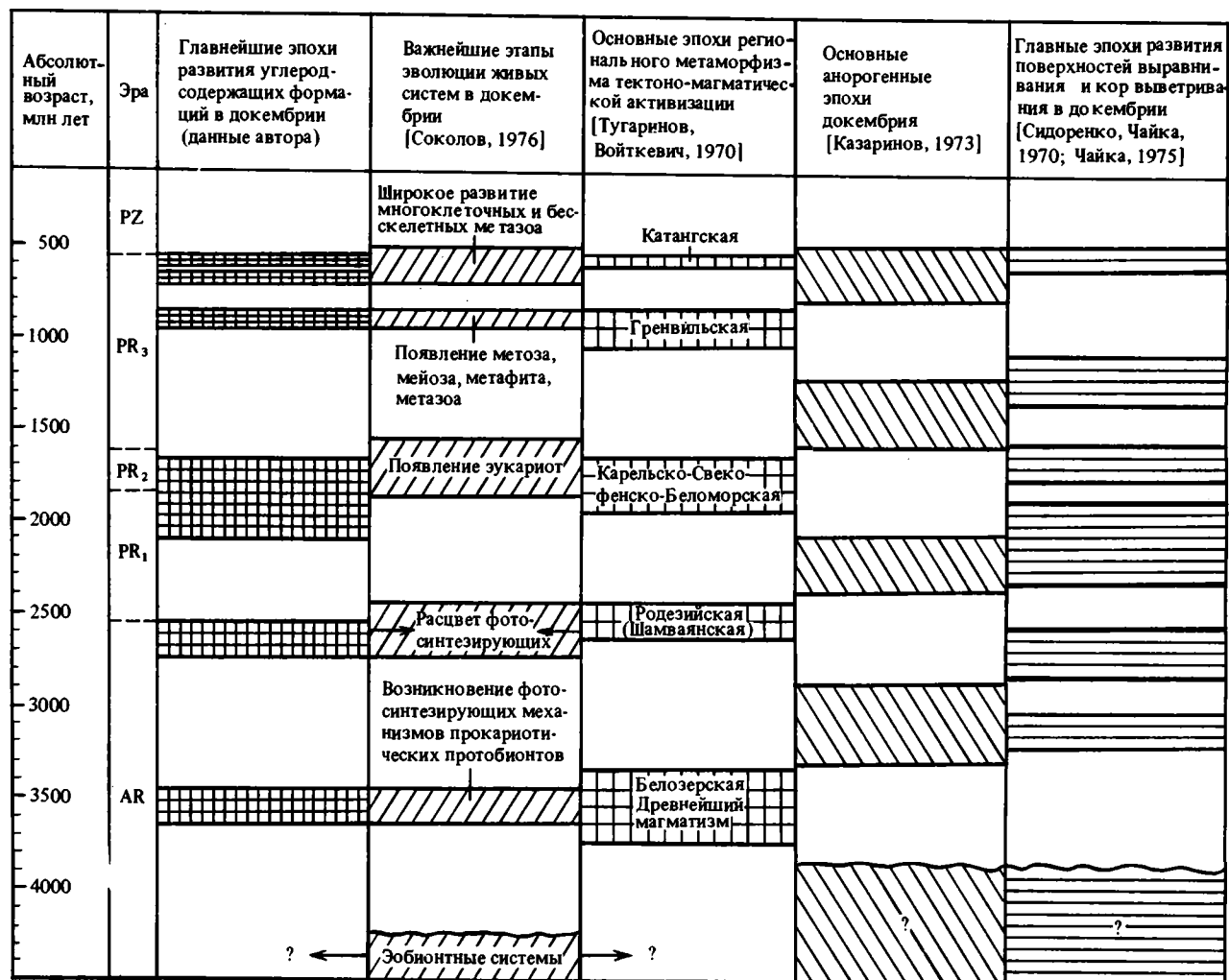
ПЕРИОДИЧНОСТЬ ГЛОБАЛЬНЫХ ЭПОХ НАКОПЛЕНИЯ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Проблема периодичности, цикличности или этапности накопления в докембрийских седиментогенных циклах пород и формаций с резко повышенными содержаниями органических веществ была поставлена нами еще в самом начале наших исследований органического вещества в докембрии. Однако потребовались время и значительный новый фактический материал, чтобы у нас возникли основания вернуться к этой очень интересной проблеме.

Детальный анализ всей мировой информации об абсолютной возрастной приуроченности наиболее ярко проявленных в докембрии углеродсодержащих и высокоуглеродистых пород, толщ и формаций позволил впервые выделить [Сидоренко, 1976; Сидоренко, Теняков, 1978б, 1981] шесть главных глобальных "эпох", или, точнее, абсолютно-возрастных уровней их формирования и накопления (рис. 29).

Породами наиболее древней "эпохи"¹ (3,7—3,5 млрд лет) формирования крупных накоплений остаточного углерода в осадочно-метаморфических породах докембрия можно считать на территории нашей страны углеродсодержащие породы тундровой и кольской серий Кольского полуострова, приазовской серии УКЩ, за пределами — архейские гнейсы фундамента — гнейсы Миннесоты, в Западной Гренландии — графитовые кварциты серии Амитсок района Исуа, в Южной Африке — широко известные углеродистые образования серий Фиг-Три, Тугела, Мфонгози, Крайпан, Себаквайская система Додома, в Индии это так называемая древняя метаморфическая серия, в Южной Америке — Гвианская "система", на территории Австралии — древнейшие гнейсы Калгурли.

¹ Эти "эпохи" выделены вне связи с широкоизвестными эпохами регионального метаморфизма и тектономагматической активизации, только на основании возрастного положения самих углеродсодержащих пород.



Породы эпохи с возрастными границами 2,8—2,6 млрд лет: в СССР — каменодольская и аналогичные ей свиты на Урале, нельдинская свита макбальской серии Тянь-Шаня, конжинская и терсинская свиты Кузнецкого Алатау и Горной Шории, мугурская свита Восточной Тувы, святоносская свита Байкальской горной области, ружинская свита иманской серии Приморья, халчанская серия Анабарского щита, олекминская серия Алданского щита, карская серия Горного Таймыра. За рубежом к ним относят: формацию Соуден в Миннесоте, серии Гренвилл и Стип-Рок Канадского щита, графитовую "систему" Мадагаскара, формацию Гондван Свазиленда, тухолитовые проявления в конгломератах Витватерсранда, серию Булугве в Уганде, "группу" Нова-Лима Бразильского щита, тухолитовую минерализацию в конгломератах Жакобины.

Крупной глобальной эпохой следует считать интервал 2,1—1,7 млрд лет. К нему относятся заонежская свита шунгитовых сланцев Карелии, серии Кейв, Печенга и Имандра-Варзуга на Кольском полуострове, фрунзенская и переверзевская серии УКШ, оскольская серия Воронежского массива, тейская и сухопитская серии Енисейского кряжа, удоканская серия Олекмо-Витимской горной страны, харитоновская свита Горного Таймыра. За пределами нашей страны к этой эпохе относятся верхние слои ботнийского и карельского комплексов Финляндии, Швеции и Норвегии, серия Пувунгнитук пояса Кейп-Смит и серия Каниапского трога Лабрадор Канадского щита, свита Бивабик серии Анимики Канадского щита, свита Науят пояса Гренвилл Канадского щита, Кетилдийский комплекс Гренландии, серия Меридейл "системы" Кейс Южной Африки, Бирримий и Суггарий Западной Африки и Сахары, кондалито-гранулитовый комплекс Восточных Гат Индии, "система" Аравалли в Австралии, углеродистые сланцы Суринама и серия Амана в Южной Америке.

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

Следует особо подчеркнуть, что все вышеупомянутые образования — наиболее известные и мощные проявления углеродсодержащих пород, широко развитые по площади и характеризующиеся мощностями в сотни и первые тысячи метров. Отметим, что в литологическом отношении углеродсодержащие породы всегда представляют собой первично-осадочные, первично-терригенные (различные сланцы, кварциты), первично-карбонатные или смешанные образования (мраморы, параамфиболиты и др.). Содержание в них *Сорг* варьирует от первых десятков долей процента до первых десятков процентов и составляет в среднем 5%. Нередко такие образования являются месторождениями графитов.

Нам представляется, что рассмотренная периодичность в развитии биогенеза в истории докембрия — важнейшая черта и закономерность эволюции на ранних стадиях жизни Земли. Эта черта, как будет показано далее, контролировалась сложнейшим взаимосвязанным сочетанием геологических и биологических факторов.

УГЛЕРОДОНАКОПЛЕНИЕ В ДОКЕМБРИИ В СВЕТЕ ЭВОЛЮЦИИ "ЖИВЫХ СИСТЕМ" И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

Установление факта существования периодичности и эпох углеродонакопления в геологической истории докембрия ставит вопрос о причинности этого явления и его механизмах. Являются ли первопричиной такой закономерности своего рода имманентные (т.е. внутренне присущие) особенности самой эволюции во времени живой материи? Или какое-то особое влияние оказывают изменяющиеся геологические условия их жизнеобитания?

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

Б.С. Соколов [1976] выделил следующие основные этапы и рубежи этой эволюции в течение докембрия (снизу вверх): 1) появление простейших гетеротрофных систем, уже способных к актам самовоспроизведения, — "зобийонный этап" (возраст возникновения не известен, верхний рубеж — около 4,25 млрд лет); 2) возникновение фотосинтезирующих механизмов у прокариотических протобийонтов, начало накопления (сначала в гидросфере) свободного кислорода (3,7—3,5 млрд лет); 3) возникновение древнейших эукариот (1,9—1,6 млрд лет); 4) появление достоверных эукариот; возникновение "агрегатности" и (или) колониальности (1,6—1,3 млрд лет); 5) возникновение митоза и мейоза, первых метафита, пелагических и бентосных метазоа (1,0—0,9 млрд лет); 6) широкое развитие многоклеточных животных и растительных организмов, бесскелетных метазоа (0,6—0,5 млрд лет) (см. рис. 29).

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

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

Любопытно, что один из крупных возрастных уровней массового развития углеродсодержащих формаций в докембрии не находит пока сколько-нибудь очевидного биологического объяснения. Это — эпоха с возрастными границами 2,8—2,6 млрд лет. Можно предположить, что если 3,7—3,5 млрд лет назад произошло возникновение фотосинтезирующих организмов, то рубеж 2,8—2,6 млрд лет вполне мог отвечать эпохе максимального развития фотосинтезирующих какого-то определенного типа. Однако это лишь предположение.

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

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

Продолжим сопоставление этих двух тесно связанных между собой явлений с геологическими условиями, в которых они реализовывались. Здесь, как это хорошо видно на рис. 29, мы касаемся второй чрезвычайно важной и принципиальной закономерности, заключающейся в том, что возраст важнейших этапов эволюции "живых систем" и главнейших эпох развития углеродсодержащих формаций в докембрии, в свою очередь, непосредственно соответствует возрасту основных и широкоизвестных глобальных эпох регионального метаморфизма и тектономагматической активизации (Тугаринов, Войткевич, 1970) (снизу вверх — Белозерская, Родезийская (или Шамвайская), Карельско-Свекофенско-Беломорская, Гренвилльская и Катангская соответственно). Эту закономерность в еще большей степени подчеркивает то, что выделяющиеся в докембрии по целому комплексу структурно-тектонических, литологических и геохимических признаков анорогенные эпохи (В.П. Казаринов, 1973 г.) занимают промежуточное положение между этими эпохами — этапами биологической эволюции и продуктивности накопления органических веществ в осадках. Таким образом, устанавливается совершенно особая и исключительно четкая связь геологических условий древнейшей жизни и этапов ее эволюционного развития и биопродуктивности (или "продуктивности отмирания"), т.е. определенная синхронность в развитии косной и живой материи на нашей планете.

Касаясь причинности механизма связи основных этапов биологической эволюции живых систем и глобально проявленных эпох накопления в докембрии высокоуглеродистых формаций с основными эпохами регионального метаморфизма и тектономагматической активизации, следует прежде всего назвать ведущий и определяющий, с нашей точки зрения, компонент, через который эта связь, по всей вероятности, осуществлялась. Этот компонент — углекислота атмосферы. Углекислота — основной продукт питания жизни, главное соединение, претерпевающее в живом веществе деструкционную трансформацию с накоплением в остатке углерода. В связи с этим естественно полагать, что возможные изменения количества этого газа в атмосфере должны отражаться и на динамике роста и развития биомассы и даже на эволюционных скачкообразных изменениях самого биологического устройства живых систем, биохимических механизмов питания. Прямо это подтверждают и многие широкоизвестные эксперименты по росту и продуктивности растений в искусственных атмосферах с резко увеличенным парциальным давлением CO_2 .

Как было уже показано [Проблемы ..., 1975], содержание углекислоты в атмосфере Земли должно периодически и достаточно резко меняться. Главным "контролером", регулирующим это явление, служит процесс регионального метаморфизма или шире — вообще процесс тектономагматической активизации, поскольку в результате регионально-метаморфических изменений смешанных глинисто-карбонатных пород происходит декарбонатизация и высвобождение из трансформирующихся пород углекислоты.

Вместе с тем была высказана и диаметрально противоположная точка зрения об источнике углекислоты, режиме и геологическом расходовании ее масс в поверхностных условиях.

А.Б. Ронов впервые показал для фанерозоя очень плотную корреляцию между изменением во времени массы вулканогенных пород, суммарной массы CO_2 карбонатных пород и массы $\text{C}_{\text{орг}}$ и сделал вывод о том, что карбонатные породы и остаточное органическое вещество являются двумя производными единого

процесса выноса на поверхность глубинной углекислоты [Ронов, 1976]. Казалось бы, с этим выводом полностью согласуется и установленное нами повышение биоактивности (а следовательно, и биопродуктивности) в эпохи метаморфической и тектономагматической активизации в докембрии. И все же делать такой вывод было бы несколько преждевременно. Не случайно А.Б. Ронов [1976, с. 1275] в послесловии к своей работе пишет: "Однако нельзя сбрасывать со счетов факт "углекислого дыхания земной коры", доказанный для докембрия исследованиями А.В. Сидоренко и сотрудииков". И далее сам подтверждает, что "подвижность углекислоты в процессах регионального метаморфизма отчетливо просвечивает также при сопоставлении составов пород, представляющих разные этапы метаморфизма на древних щитах ... Она улавливается и по резким изменениям изотопного состава углерода докембрийских карбонатов, синхронных с крупнейшими этапами метаморфической активности в докембрии".

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

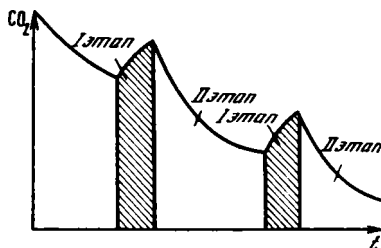
Некоторое время назад выдающийся естествоиспытатель академик А.И. Опарин [1977] подчеркивал, что познать происхождение и сущность жизни невозможно в отрыве от условий ее возникновения (добавим: в том числе геологических). Теперь же становится очевидным, что и дальнейшая эволюция "живых систем" прямо связана с геологической историей и является, вероятно, тоже своеобразным отражением геологической формы движения материи.

О ВОЗМОЖНОМ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОМ КОНТРОЛЕ ЭВОЛЮЦИИ БИОСИСТЕМ В ДОКЕМБРИИ В СВЯЗИ С ЭВОЛЮЦИЕЙ РЕЖИМА CO_2 В АТМОСФЕРЕ

Выше высказанное нами предположение о возможном влиянии резких относительно кратковременных "всплесков" повышенного содержания CO_2 в древних атмосферах на эволюционное, но скачкообразное развитие биологических объектов требовало более серьезного обоснования и поисков дополнительной аргументации [Сидоренко и др., 1984]. В связи с проблемой эволюции открытых химических систем Земли была сделана попытка рассмотреть некоторые общие закономерности геохимических и биологических процессов, обусловившие возникновение живого на нашей планете, и ввести в анализ этой проблемы понятие о коэффициенте полезного действия (КПД) геохимических процессов, т.е. о доле свободной энергии основных химических реакций, используемых сопряженными реакциями для развития открытых химических систем при их удалении от состояния равновесия с окружающей средой. Это позволило доказать, что геохимическая и предбиологическая эволюция происходит с увеличением КПД процессов функционирования этих систем. Из разработанной на этой основе термодинамической модели геохимической, предбиологической и биологической эволюции следует, что: 1) КПД эволюционирующих систем возрастает со временем; 2) в процессе прогрессирующей эволюции КПД химических процессов увеличивается при уменьшении концентрации компонента в "источнике", формирующем систему; 3) скорость эволюции открытых систем функционально зависит от внутренних свойств системы и внешних условий ее существования.

При этом были выявлены два типа эволюции. I тип имеет место, когда при эволюции системы, обусловленной ростом концентрации формирующего систему

Рис. 30. Изменение содержания CO_2 в атмосфере Земли во времени
Заштриховано — эпохи тектономагматической активизации и регионального метаморфизма



компонента в питающем эту систему "источнике", происходит по преимуществу только рост (увеличение) самой системы (ее массы), тогда как признаки ее усложнения (т.е. удаления от равновесия с окружающей средой) менее выражены. Этот тип эволюции может быть условно назван эволюцией роста. II тип эволюции — преимущественно усложнение системы за счет меньшей скорости ее роста. При этом система реагирует на уменьшение концентрации формирующего систему компонента в "источнике" совершенствованием процесса ее функционирования, так что как бы выполняется принцип самосохранения системы. Это — тип эволюции прогресса.

Распространяя движущий принцип этих двух типов эволюции — изменение (увеличение или уменьшение) концентрации "питающего компонента" в источнике — на биомассу и питающий ее углекислый резервуар атмосферы, можно прийти к выводу, что увеличение парциального давления CO_2 в атмосфере будет приводить главным образом к росту биомассы, т.е. к увеличению ее массы, объема. Напротив, уменьшение, снижение содержания углекислоты в атмосфере должно стимулировать совершенствование живых систем, их прогрессивную эволюцию.

В этой связи последовательное, необратимое и в целом ускоряющееся прогрессивное развитие живых систем в докембрии увязывается с принимаемой большинством исследователей версией об уменьшении со временем содержания углекислоты в атмосфере Земли.

Вместе с тем становится совершенно очевидным, что в эпохи тектономагматической активизации и регионального метаморфизма и в следующие за ними эпохи их затухания, с которыми связано сначала резкое возрастание концентрации углекислоты в атмосфере, а затем последующее быстрое ее снижение путем ухода через гидросферу в захороняющиеся осадки, действительно должны иметь место весьма существенные эволюционные события. Так, на первом этапе (рис. 30) резко улучшающиеся условия жизнедеятельности живых систем должны приводить просто к возрастанию биомассы живущих биоценозов, без возникновения каких-либо принципиальных изменений в их развитии, поскольку внешние обстоятельства этого не требуют. На втором этапе при сравнительно быстром ухудшении условий существования живых систем, в своего рода "режиме голодания", должны стимулироваться возникновение и закрепление в живых организмах "качеств" выживания и приспособления к новым условиям; должно происходить возникновение новых более совершенных биологических систем. При этом старые биосистемы в большей массе отмирали.

Таким образом, термодинамический анализ показывает, что выделенные нами в докембрии эпохи накопления обогащенных органическим веществом осадков действительно, как показано [Сидоренко, Теняков, 1978б; Теняков, Сидоренко, 1978], являются своего рода кладбищами сменяемых во времени биосистем, свидетелями дальнейшего эволюционного скачка в развитии живых организмов.

Таким образом, выявляется и еще один фактор контроля эволюции биолито-генеза в докембрии — фактор режима углекислоты в древних атмосферах.

ЭВОЛЮЦИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ АССОЦИАЦИЙ

Уже первый опыт выявления основных черт эволюции углеродонакопления в истории докембрия [Сидоренко, Теняков, 1978б] показал существование прямой связи главнейших эпох формирования углеродсодержащих пород с основными этапами эволюции "живых систем", а также с такими крупными геологическими событиями, как эпохи регионального метаморфизма, тектономагматической активизации и развития поверхностей и кор выветривания.

Выполненные нами новейшие расчеты процентного выхода встречаемости¹ в первично-осадочных и первично-осадочно-вулканогенных разрезах докембрия каждой из выделенных ассоциаций, отнесенные к установленным глобальным эпохам массового накопления углеродсодержащих пород, позволили представить следующую картину изменения их относительной распространенности во времени от эпохи к эпохе (рис. 31).

В целом распространенность (встречаемость) терригенно-углеродистой ассоциации постепенно растет к верхнему докембрию. Однако этот рост обязан заметному возрастанию во времени встречаемости глинисто-углеродистой части этой ассоциации. Часть же ее, представленная графитовыми парагнейсами, т.е. первоначально какими-то углеродистыми породами существенно песчано-глинистого ряда, резко убывает уже к середине протерозоя.

За докембрийское время примерно вдвое возрастает относительная распространенность кремнисто-углеродистой ассоциации и многократно — встречаемость отложений карбонатно-углеродистой ассоциации. Приблизительно втрое уменьшается развитие осадочно-породной ассоциации вулканогенно-углеродистой ассоциации (формации).

Установленные тенденции эволюции за докембрийское время рассматриваемых ассоциаций (формаций) пород достаточно хорошо согласуются с общим ходом эволюции за это же время вообще литогенных процессов [Теняков, 1975; Сидоренко и др., 1981; Салоп, 1982]. Так, относительный рост во времени распространенности глинисто-углеродистой части терригенно-углеродистой ассоциации и карбонатно-углеродистой ассоциации увязывается с активизацией процессов химического выветривания [Соколов, Хейсканен, 1984]. Уменьшение доли проявлений графитовых парагнейсов прямо увязывается с общим уменьшением распространенности гнейсов от архея к протерозою и особенно — к середине протерозоя.

Думается, что более сложные причины контролируют развитие во времени проявлений кремнисто-углеродистой ассоциации. И мы пока еще не в состоянии дифференцировать в осадках этой ассоциации на разных возрастных уровнях их проявлений "пай", вносимый кремнекислотной вулканогенно-хемогенной природы, кремнекислотой, поступавшей из кор выветривания. Очевидно лишь, что в раннем докембрии, безусловно, преобладал первый [Докембрий..., 1978; Салоп, 1982], а с середины протерозоя — второй [Соколов, Хейсканен, 1984] источник кремнекислоты.

Последовательное снижение во времени встречаемости к верхнему протерозою вулканогенно-углеродистой ассоциации можно параллелизовать с общим очевидным ослаблением к концу докембрийской "эры" вулканической активности [Салоп, 1982]. В целом можно заметить, что, судя по полученным данным (см.

¹Пример расчета: в 84 характерных разрезах первично-осадочных и первично-осадочно-вулканогенных пород из различных докембрийских регионов мира с возрастом 2,1—1,7 млрд лет встречено девять проявлений карбонатно-углеродистой ассоциации; процент ее "выхода", т.е. процент встречаемости — 10,7%. В числе этих же 84 разрезов определенное количество раз отмечаются и все другие ассоциации. Естественно, что в какой-то части общей выработки разрезов не встречается ни одной из выделяемых ассоциаций.

Докембрий	Возраст, млн лет	Эпохи углеродонакопления в докембрии	Ассоциации				
			Терригенно-углеродистая		Карбонатно-углеродистая	Кремнисто-углеродистая	Вулканогенно-углеродистая
			I*	II**			
Верхний докембрий, средний и верхний протерозой или рифей	650± 50						
	1000±100						
	1400±100						
	1900±100						
Средний докембрий, нижний протерозой или архей							
	2600±100						
Нижний докембрий или архей	3000±100						
	3500±100						
Древний докембрий или катархей	4500±150						

* Глинисто-углеродистая часть ассоциации

**Часть ассоциации, представляемая графитовыми парagneйсами

Рис. 31. Эволюция относительной распространенности углеродистых ассоциаций в докембрии

рис. 31), распространенность терригенно-углеродистой ассоциации заметно выше распространенности трех других ассоциаций и особенно карбонатно-углеродистой. Встречаемость кремнисто-углеродистой и вулканогенно-углеродистой ассоциаций примерно одинаковы.

Таким образом, к настоящему времени вырисовывается довольно стройная и логичная картина эволюции в геологической истории докембрия биолитогенных образований, и, хотя это только первое и сугубо приближенное решение проблемы, уже видны закономерности, которые определяют развитие этого специфического типа осадочных ассоциаций, обогащенных органическим углеродом.

ОСНОВНЫЕ ТРЕНДЫ ЭВОЛЮЦИИ ОРГАНИЧЕСКОЙ СУБСТАНЦИИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ДОКЕМБРИЯ

Уже к концу 60-х годов были установлены основные группы организмов и важнейшие биохимически важные органические соединения, накопившиеся в органической компоненте докембрийских осадков [Дроздова, 1977]. К середине 70-х годов стало ясно, что такие биодетекторы, как аминокислоты, сахара (гексозы, пентозы), многие жирные кислоты, порфирины, спорополленин, а также фитан и пристан устанавливаются уже в породах с возрастом 3 млрд лет и даже древнее [Колесников, 1977].

К настоящему времени все эти биогенные маркеры фактически выявлены теперь на уровне до 3,5—3,7 млрд лет, и лишь для седиментогенных образований района Исуа (3,8 млрд лет) биогенность содержащегося в них углеродистого вещества обосновывается пока достоверно только изотопно-углеродным методом [Schidlowski, 1982; Шидловский, 1984].

Т а б л и ц а 23
Изменение содержания $C_{орг}$ в осадках в докембрийское время
(по: [Schidlowski, 1982])

Регион	Тип пород	Абсолютный возраст, млрд лет	Количество анализов	$C_{орг}, \%$
Юго-Западная Гренландия, район Исуа	Метаосадки	3,8	69	0,65
Южная Африка, Свазиленд	Сланцы	3,4	3	0,50
То же	Осадочные породы	3,4	81	0,50
Канадский щит	Сланцы	2,7	406	0,70
Там же	"	2,1	326	1,60
Западная Австралия, Хамерсли	Осадочные породы	2,5	29	1,35
Русская платформа	Парагнейсы и метааргиллиты	1,9—2,1	460	0,30
То же	Осадочные породы	1,9—2,1	1408	0,30
"	Сланцы	1,9—2,1	1226	0,30
"	Осадочные породы	1,1	2694	0,30

ЭВОЛЮЦИЯ ВО ВРЕМЕНИ РАСПРОСТРАНЕННОСТИ ОСТАТОЧНОГО БИОГЕННОГО УГЛЕРОДА

Наиболее достоверные новейшие оценки изменения за геологическое время распространенности в осадках биогенного углерода принадлежат А.Б. Ронову [1980] и М. Шидловскому [Schidlowski, 1982]. Однако применительно к докембрию А.Б. Ронов приводит только среднее содержание $C_{орг}$ в осадках верхнего протерозоя. М. Шидловский дает картину эволюции распространенности биогенного углерода для всего докембрийского времени (табл. 23), но характеризуется он этот огромный временной отрезок дискретно, по отдельным районам и регионам.

Выше нами были уже представлены новые данные о распространенности биогенного углерода в углеродсодержащих и обычных осадочно-метаморфических породах докембрия (см. табл. 8). Суммирование всей этой информации в графическом отношении позволяет следующим образом представить главнейший тренд в изменении остаточных количеств $C_{орг}$ в докембрийских осадках за все докембрийское время (рис. 32).

ЭВОЛЮЦИЯ УГЛЕВОДОРОДООБРАЗОВАНИЯ

На базе научно-теоретических предпосылок советские ученые, пожалуй, первыми пришли к выводу о возможном нефтегазообразовании в докембрии. В наиболее систематичном виде эти выводы и многочисленные факты докембрийских нефтегазопроявлений были представлены в известной работе Н.Б. Вассоевича и др. [1979]. За последние годы в этой области трудами главным образом Н.Б. Вассоевича, А.А. Трофимука, Б.А. Соколова, М.К. Калинко, А.А. Петрова, В.С. Вышемирского, С.Г. Неручева, А.Э. Конторовича, З.А. Мишуниной, Н.В. Лопатина, А.И. Ларичева и ряда других исследователей сделано много в изучении потенциальной нефтегазоносности докембрийских толщ и возможностей ее практического использования.

В работе, посвященной "углеводородному дыханию" осадочных метаморфических толщ докембрия [Сидоренко, Сидоренко, 1970] сделан вывод, что "сейчас можно считать бесспорным, что и в архее и в протерозое были осадочные

Рис. 32. Изменение остаточного количества $C_{орг}$ в докембрийских осадках

1, 2 — данные автора: породы обычные (1) углеродсодержащие (2); 3 — материалы М. Шидловского [Schidlowski, 1982]; 4 — материалы А.Р. Понова (1982)

формации, настрько обогащенные органическим веществом, что их можно рассматривать как древние метаморфизованные аналоги угленосных или нефтематеринских формаций фанерозоя". При развитии этой идеи особо подчеркивалось [Сидоренко, 1976], что захороненные в докембрии огромные массы органической субстанции "... могли на дометаморфической стадии жизни этих пород преобразовываться в древнейших осадках в тех же химических направлениях, в каких мы допускаем преобразование ОВ в более молодых осадочных породах".

В самые последние годы в известных работах

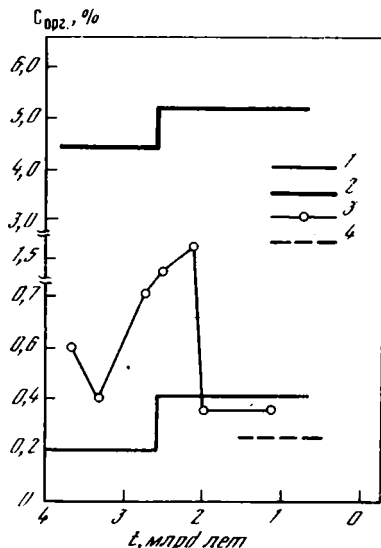
Н.Б. Вассоевича и Б.А. Соколова [1977] и особенно Н.В. Лопатина [1983] докембрий все более и более утверждался как "время нефти и горючих сланцев", а в работе П. Клауда [1984] отмечалось, что "поскольку в мире ведутся поиски новых источников энергии ..., то следует обратить внимание на криптозойские слои — потенциальные источники нефти и газа".

Сейчас уже несомненно, что основными продуцентами ОВ в докембрии были гидробионты — бактерии и водоросли. Более того, близость химического состава соответствующих докембрийских и современных гидробионтов позволяет предполагать именно сапропелевый характер ОВ, фоссилизированного в докембрийских осадках, т.е. субстанцию наиболее благоприятную для нефтеобразования [Гусева и др., 1981; Лопатин, 1983].

Вместе с тем следует иметь в виду, что в составе докембрийских биоисточников ОВ древнейших осадков отсутствовали или были слабо развиты типичные биополимеры и низкомолекулярные соединения, свойственные в фанерозое наземным формам жизни. Характерным общим хемотаксономическим признаком водорослей и фотосинтезирующих бактерий является присутствие относительно низкомолекулярных n -алканов, обычно от C_{15} до C_{23} , с резким преобладанием n -гептидексана $C_{17}H_{36}$ в водорослях [Hahn, Gavelin, 1969, Гусева и др., 1981]. Важным моментом, контролировавшим процесс образования геополимеров (окислительная полимеризация) был, по мнению А.Н. Гусевой и соавторов [1981], уровень присутствия свободного кислорода в водной среде осадка в раннедиагенетическую стадию.

Все перечисленное выше, с одной стороны, определило специфику углеводородообразования в докембрии в целом, а с другой — обеспечивало совершенно определенные эволюционные возрастные градации исходного состава ОВ в связи с различиями исходных биоисточников от одной эпохи биореволюции к другой [Соколов, 1976].

Среди собственно докембрийских нефтей выделяются две их группы [Гусева и др., 1981]. К первой относятся легкие нефти и конденсаты. В их составе преобладают низкомолекулярные n -алканы, изоалканы, в том числе изопренаны; одновременно в них мало аренов и других высокомолекулярных компонентов. Как правило, это "молодые" докембрийские нефти. К этой возрастной группе относятся нефти месторождений Маркова (Иркутский амфитеатр) и Данилова (Московская синеклиза). Вторая группа докембрийских нефтей — более древние



тяжелые нефти и махты. Они бедны низкомолекулярными и обогащены высокомолекулярными компонентами. Вследствие длительности существования эти нефти обычно теряют газы и легкие фракции. Таковы наиболее древние из известных нефти площадей Сива и Соколовская (Пермская область) и Очер (Башкирия).

Многие исследователи (Н.Г. Вассоевич, В.А. Успенский, Н.В. Лопатин, А.Н. Гусева и др.) древнейшим метаморфизованным остатком нефтей считают занежские шунгиты и полагают, что первичные нефти здесь образовались 2—1,8 млрд лет назад.

Итак, расцвет в раннем архее (3,7—3,5 млрд лет) анаэробных фотосинтезирующих бактерий — первый этап возможного нефтеобразования в докембрийских толщах. Второй этап — этап расцвета прокариотов, богатых липидами и биополимерами, т.е. компонентами, наиболее благоприятными для последующих процессов нефтеобразования. Этот этап охватил весь поздний архей, ранний и средний протерозой. Возможно, ятулийские отложения Карелии — были одним из крупнейших бассейнов нефтеобразования и нефтенакпления в докембрии вообще.

Следующий возможный этап нефтеобразования в докембрии связан с возникновением эукариотических организмов.

Наконец, появление многоклеточных символизировало, по существу, уже переход докембрийского типа нефтеобразования к фанерозойскому.

Докембрийский этап отличается большими массами генерируемых горючих газов, поскольку катагенетические преобразования алинового органического вещества приводили к образованию газов, богатых углеводородами ряда C_2 — C_4 . По оценке Н.В. Лопатина [1983], газоматеринский потенциал органического вещества этого типа примерно в 1,5 раза больше газоматеринского потенциала органического вещества угольного типа. Можно согласиться с Н.В. Лопатиным, что накопление нефти и горючих сланцев в докембрии происходило намного интенсивнее, чем в фанерозое. Однако качественный состав докембрийских углеводородных горючих ископаемых был менее разнообразен. Несколько другим, вероятно, был и филогенетический порядок появления залежей углеводородных горючих ископаемых в докембрии, он представляется следующим: нефть и жирные, углеводородные газы—горючие сланцы—альгинитовые угли.

О НАСТОЯЩЕЙ И БЫЛОЙ МАССЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ДОФАНЕРОЗОЙСКОЙ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ОБОЛОЧКЕ ЗЕМЛИ

Приведенный выше расчет общего количества биогенного углерода в осадочно-метаморфических породах докембрия показал, что эта масса составляет не менее $280 \cdot 10^{20}$ г, что более чем втрое превышает количество фоссилизированного углерода, захороненного в фанерозойских образованиях ($90 \cdot 10^{20}$ г).

Изучение эволюции органической субстанции от момента ее образования до настоящего времени показало, что это лишь определенная остаточная часть органической материи, первоначально накопившейся в докембрийских осадках, которая терялась в ходе процессов седиментогенеза, диагенеза, катагенеза, метаморфизма и в результате дефлюидизации дегазации ("углеводородное дыхание") его различных продуктов и фрагментов.

Примем, что "оптимальные" потери составляли, %: 40 — для дометаморфического периода жизни докембрийских осадков (седиментогенез, диагенез, катагенез), 30 — на этапе метаморфических преобразований, 10 — на постметаморфическом отрезке их нахождения в земной коре ("углеводородное дыхание", предварительная оценка); 80 — общие потери! Из этого следует, что перво-

начально в докембрийских осадках было сосредоточено около $1400 \cdot 10^{20}$ г биогенного углерода. Понятно, что эти расчеты относятся только к сохранившимся осадочно-метаморфическим породам докембрия, поскольку определенная часть этих образований, равно как и других пород, была "стерта" геологической историей. Как показали расчеты Р. Гаррельса и Ф. Маккензи [1974], а также модели "постоянной массы осадков" и "линейного накопления осадков", в геологической истории в среднем для докембрия эродировано до 80% возникавших некогда осадочных пород. Таким образом, даже с учетом возможных потерь при эрозии рассчитанная выше некогда существовавшая в докембрии масса биогенного углерода ($1400 \cdot 10^{20}$ г) является минимальной.

При введении соответствующей поправки на величину массы биогенного углерода, рассчитанной А.Б. Роновым [1980] для фанерозоя ($90 \cdot 10^{20}$ г), также принят "оптимальный" уровень потерь осадками органического вещества на стадиях диагенеза и катагенеза, равный 40%. Отсюда былая масса биогенного углерода в фанерозое оценивается величиной $150 \cdot 10^{20}$ г. Следовательно, былые массы биогенного углерода в докембрии ($1400 \cdot 10^{20}$ г) в 10 раз превышают таковые в фанерозое ($150 \cdot 10^{20}$ г).

При рассмотрении количеств накопленного углерода в единицу времени (на 1 млн лет) видно, что и для докембрийского этапа (3200 млн лет) и для фанерозоя (600 млн лет) скорости накопления углерода составляют соответственно $0,4 \cdot 10^{20}$ и $0,3 \cdot 10^{20}$ г/млн лет. Близость полученных величин свидетельствует о схожести процессов углеродонакопления в осадочной оболочке Земли в разное время.

Ранее подобные расчеты дифференцированно для всех стратиграфических интервалов фанерозоя были сделаны А.Б. Роновым [1980]. Согласно его данным, колебания этой величины укладываются в интервале 0,03—0,33, составляя в среднем для фанерозоя $0,12 \cdot 10^{20}$ г/млн лет. Сравнивая эти цифры с полученной нами, следует иметь в виду, что А.Б. Ронов не делал поправок на потери органического вещества, которые безусловно имели место в фанерозое. В случае же их введения думается, что будет получена величина, близкая к рассчитанной нами.

ГЛАВА ДЕСЯТАЯ

БИОЛИТОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ДОКЕМБРИИ И НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ

В заключительной главе остановимся на двух кардинальных следствиях широкого участия в геологических процессах в докембрии живого и органического вещества. Первое касается происхождения сиалической оболочки земной коры, второе — космогонической (планетогенной) роли процессов.

В завершающем разделе главы рассмотрена в общем проблемном плане биосфера в геологической истории Земли.

О ЕДИНОМ БИОГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ СИЛА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Хотя отдельные мысли о влиянии живого и органического вещества на геологические процессы, особенно протекающие в поверхностной зоне земной коры, высказывались давно, только В.И. Вернадский обобщил, развил и поднял эти идеи до мировоззренческого и даже философского уровня. Являясь общим достижением геологической и естествоиспытательской мысли, эти представления сегодня справедливо властвуют над умами большинства исследователей.

Успехи в познании докембрия позволяют понять роль и значение живого и органического вещества в геологических процессах, соотносимость и взаимосвязанности геологического и биологического начал в процессе формирования сил земной коры [Докембрий..., 1978].

Некоторое время назад, отправляясь от твердо установленного факта преобладающей роли в сложении докембрийских щитов первично-седиментогенных пород и широкой распространенности в них биогенного органического вещества, мы высказали мысль о том, что установление столь тесного и так далеко уходящего в глубь геологической истории парагенезиса косной и живой материи может привести к рождению нового — биогеологического направления в понимании геологических процессов, которое может "оформиться в новую ветвь геологии — в биогеологию, науку, изучавшую роль организмов в формировании земной коры" [Сидоренко, Сидоренко, 1971]. Действительно, за прошедшее время первично-осадочные образования с проявлениями жизни обнаруживались во все более древних толщах.

Сейчас установлено, что древнейшие осадочные породы, древнейшие биогенные углеродистые вещества и древнейшие граниты и гнейсы имеют практически один возраст — 3,8 млрд лет.

Осмысление этого чрезвычайно важного факта, а также учет хорошо известной высокой оборачиваемости воды и основных газов атмосферы через живое вещество позволили нам ранее сделать вывод, что "четверная система (земное вещество, выходящее на дневную поверхность, гидросфера, атмосфера, живое и органическое вещество) создавалась и функционировала как взаимосвязанная система уже по меньшей мере с 3,5 млрд лет и имела по массе и составу примерно одинаковый характер на всем протяжении обозримой сегодня геологической истории нашей планеты" [Сидоренко, 1975]. Этот вывод подтвердился изотопными данными: установлено постоянство среднего изотопного состава карбонатного ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}} = 0\%$) и органического ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}} = 27\%$) углерода на всем протяжении геологического времени. Это свидетельствует, во-первых, о том, что биологический цикл углерода существует с раннего докембрия, во-вторых, о достаточно близком к современному стационарно-равновесном в изотопном и геохимическом отношениях состоянии докембрийской системы атмосфера—гидросфера—стратисфера—биосфера, в-третьих, о связи самого экзогенно-метаморфогенного инверсионного механизма миграции вещества и наружных оболочек Земли.

Дальнейшие исследования в этой области позволили вскрыть еще более глубокие связи в совместной эволюции живой и неживой материи на нашей планете.

Анализ периодичности накопления высокоуглеродистых ассоциаций в докембрийской седиментогенной истории выявил главнейшие, проявленные на всех континентах возрастные эпохи их формирования (см. рис. 32). Сопоставление этих эпох с основными биологическими этапами развития живых организмов (по

¹ Под силой мы вслед за многими исследователями понимаем верхнюю часть земной коры, слагаемую в основном осадочными и метаморфическими породами.

Б.С. Соколову) показало, что в большинстве своем эти возрастные рубежи совпадают. Таким образом, все крупные эпохи повышенного накопления в осадках органического вещества не только характеризуются возрастанием биомассы и массы отмирающего живого вещества, но и являются следствием биологического обновления живых организмов.

События эти в возрастном отношении отвечают глобальным эпохам регионального метаморфизма и тектономагматической активизации (снизу вверх): Белозерской, Родезийской (или Шамваянской), Карельско-Свекофенско-Беломорской, Гренвилльской и Катангской. Эту закономерность в еще большей степени подчеркивает то, что выделяющиеся в докембрии по целому комплексу структурно-тектонических, литологических и геохимических признаков анорогенные эпохи занимают промежуточное положение между этими эпохами — этапами биологической эволюции и продуктивности накопления органических веществ в осадках. Если же принять во внимание, что в структурно-тектоническом отношении места формирования этих отложений весьма точно отвечают так называемым переходным формам в развитии геосинклинальных и платформенных структур (в первом случае это период их замыкания, во втором — период орогенной подвижности), то представляется также возможным синхронизировать их с приурочивающимися к этим же этапам формирования мощных кор выветривания и вообще активности континентального литогенеза. Таким образом, устанавливается совершенно особая и исключительно четкая связь геологических условий жизнеобитания древнейшей жизни и этапов ее эволюционного развития и биопродуктивности (или продуктивности отмирания), т.е. иначе говоря, определенная синхронность в развитии косной и живой материи на нашей планете.

А.И. Опарин подчеркивал, что познать происхождение и сущность жизни невозможно в отрыве от условий (добавим: в том числе геологических) ее возникновения. Очевидно, что дальнейшая эволюция "живых систем" связана с геологической историей и является своеобразным отражением геологической формы движения материи.

Проследивание этой связи позволило коснуться еще одной стороны взаимопроникновения этих двух процессов. Суммирование и сравнительный анализ обнаруженных явлений дегазации осадочно-метаморфических толщ докембрия, и в частности установление углеводородного [Сидоренко, Сидоренко, 1970] и углекислого [Сидоренко и др., 1973] их дыхания, дали возможность увидеть в осадочно-метаморфическом цикле своего рода инверсионный механизм, через который в наружных оболочках Земли циклически обращаются и определенные массы важнейших газов. Более детальный анализ этого явления в геохимии газов земной коры показал, что в этом гигантском глобальном цикле процессов — ведущих процессов созидания и развития земной коры — циклически обращаются H_2O , O_2 , CO_2 , N_2 , H_2S и многие другие элементы. Было доказано [Докембрий..., 1978], что мы имеем дело с действительно своего рода газовым дыханием земной коры, когда в зоне развития экзогенных процессов из атмосферы, гидросферы и биосферы извлекаются и связываются в геологических новообразованиях многие главнейшие компоненты этих систем (резервуаров), а в процессе метаморфизма возникших первично-осадочных образований создаются условия для их частичной реконсервации и возвращения (эманирования) в поверхностную зону экзогенеза.

Хорошо известна высокая оборачиваемость O_2 , CO_2 и H_2O через живое вещество (О.П. Добродеев, 1974 г.) — весь кислород атмосферы обновляется в среднем за 5800 лет, углекислота — за 6,3 года, H_2O — за 4800000 лет. Разделяя идеи В.И. Вернадского и А.П. Виноградова, мы считаем и атмосферу и гидросферу Земли первично- или вторично-биогенными образованиями. Однако вскрытие новых

рециклических, регенерационных путей миграции в наружной сиалической оболочке Земли многих основных элементов не только атмосферы и гидросферы, но и биосферы показало, насколько прямо и опосредованно жизнь и продукты ее деятельности, отмирания и преобразования почти буквально пронизывают вещество наружной сиалической оболочки земной коры, принимают участие в основных процессах трансформации алюмосиликатного вещества наружной твердой оболочки Земли. Очевидно, что геологическое развитие земной коры и развитие жизни — не просто сопряженные и взаимовлияющие процессы, а единый процесс. Вероятно только в таком единстве этот "биогеологический" процесс и может существовать.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Наружные оболочки земной коры находятся в тесной генетической, исторической и эволюционной связи друг с другом.

2. Живое и органическое вещество — особый и мощный фактор формирования литосферы, закономерный и обязательный для геологического процесса на Земле.

3. Развитие и эволюция живого вещества, жизни на Земле генетически связаны с геологической формой развития вещества наружных оболочек Земли, а жизнь, вероятно, необходимая, обязательная форма реализации эволюции вещества на планете земного типа.

Нам представляется, что нельзя говорить о геологическом и биологическом процессах на Земле вне их взаимосвязи и взаимообусловленности, а следует рассматривать их как единое биогеологическое явление, которое и ответственно за созидание и развитие наружного сиалического покрова нашей планеты.

Следует особо отметить, что к середине 70-х годов эта идея начала овладевать умами многих исследователей. Особенно ярко ее выразил Б.С. Соколов в работе "Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации". Он писал: "Историческая последовательность событий пронизывает все геологическое и биогеологическое прошлое планеты, и представление о времени в геологии, о длительности, периодичности и необратимости геобиологических процессов едва ли не самое фундаментальное в науке о развитии природы Земли" [Соколов, 1976, с. 127]. И далее: "... стратисфера представляет собой прямой продукт развития биосферы" (там же). В более полном виде он изложил свою идею о "геобиологии" в другом своем труде "Палеонтология, геология и эволюция биосферы" [Соколов, 1981].

ОБ ЭВОЛЮЦИОННОМ МЕСТЕ И ЗНАЧЕНИИ БИОЛИТОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ПЛАНЕТОГЕНЕЗЕ

Разрабатывая в последние годы некоторые новые аспекты учения об определяющей роли в формировании сиалия земной коры экзогенных, биогенных и метаморфических процессов, мы понимали при этом необходимость взглянуть на эти же явления и с совершенно новой точки зрения, т.е. оценить их роль не столько в формировании земной коры как таковой, сколько в общем процессе образования и развития Земли как космического тела, как планеты в целом [Теняков, Сидоренко, 1981].

Такой на первый взгляд несколько неожиданный подход к земным процессам, к тому же действующим в самой поверхностной, наружной, зоне Земли, станет гораздо менее необычным, если, как этого требует объективная реальность, взглянуть на эти же явления как на явления, протекающие на космическом объекте, каким является наша Земля, и, главное, которые ответственны за формирование одной из наружных твердых ее оболочек. Более того, мы убеждены в том, что условно выделяемая так называемая геологическая стадия в жизни Земли не только может, но и должна рассматриваться и как

закономерно продолжающийся процесс эволюционного развития Земли как планеты. И принятию такого взгляда никоим образом не может мешать относительно небольшой (в масштабе всей Земли) объем этой оболочки: во-первых, потому, что в природных процессах "незначительное" (по масштабу) и "несущественное" не одно и то же; и, во-вторых, в связи с тем, что и далее во времени геологический процесс будет захватывать и подвергать переработке все более значительные массы еще не захваченного этим процессом и более глубоко лежащего земного вещества. В конечном счете можно только предполагать, каковым окажется объем земной коры на планете Земля в будущем, через 1—3 млрд лет. Ведь известно, что раннедокембрийская масса геологических образований несопоставима с существующей в настоящее время.

Сказанное свидетельствует о необходимости взглянуть на земной геологический процесс как на часть общего космогонического процесса организации вещества в космические тела.

Однако хорошо ли мы себе представляем в настоящее время объем геологических образований? В этой связи необходимо обратить внимание на то, что нижняя граница геологической стадии становления и развития Земли фактически нами пока не установлена и, строго говоря, у нас нет никаких фактических (мы подчеркиваем именно фактических) данных предполагать ее на каком-то определенном стратиграфическом или геофизическом уровне среди "гранитной" или "базальтовой" оболочек. То, что многие исследователи помещают эту границу в основание известной нам (обнаженной в настоящее время эрозией) стратифицируемой "геологической колонны", не более чем гипотеза, рожденная, во-первых, острым дефицитом фактических данных о более глубоко залегающих образованиях и, во-вторых, существованием уже привычной для многих, но весьма проблематичной гипотезы о первозданном (догеологическом) гранитном слое, гранитной коре Земли.

Отсюда вытекает и еще один важный момент. Поскольку, как это нам хорошо теперь известно, верхняя, более изученная часть "гранитной" оболочки — это главным образом не граниты, а преимущественно осадочно-метаморфические образования, а "базальтовая" оболочка, во всяком случае, в своей верхней части, это тоже, вероятнее всего, "не только базальты", становится ясно, что о действительной роли геологического процесса (даже в формировании земной коры) говорить пока рано. Интересно, что еще в 1956 г. Ж. Мишо [Michot, 1956], а позднее И.В. Резанов предполагали, что, возможно, немалое значение среди образований "базальтовой" оболочки имеют еще более древние и ультраметаморфизованные первично-осадочные породы основного или даже ультраосновного состава. Следует признать, что при отсутствии фактических данных об образовании этого слоя ничто не мешает принятию и такой гипотезы. Все это показывает, что роль и значение геологического процесса (даже в сегодняшнем понимании) в формировании нашей планеты как космического тела еще до конца не ясны и могут оказаться намного более значительными, чем это представляется сейчас.

Обратимся теперь к тому, каким же в настоящее время видится земной геологический процесс и какие его важнейшие слагаемые должны рассматриваться и как слагаемые земного геологического процесса в целом. Прежде всего суммируем еще раз те факты, на которых базируется наше представление о существе и условиях течения геологического процесса. Факты эти имеют, с нашей точки зрения, фундаментальное значение для современной геологии.

Преобладание в сложении доступных нашему изучению сиалических масс земной коры первично-осадочных образований [Сидоренко, 1963а, б] позволяет считать осадочные и вулканогенно-осадочные породы главным продуктом геологического процесса, геологической стадии жизни Земли [Теняков, 1975].

Даже среди самых древнейших из известных нам осадочных пород Земли отсутствуют сколько-нибудь необычные, экзотические породы, которые хотя бы в какой-то мере отвечают теоретически допускаемым типам атмосфер самых ранних этапов становления земной коры [Виноградов, 1964]. Реально же даже на наидревнейшем возрастном уровне седиментации — 3,8 млрд лет — среди главных типов осадочных пород мы видим те же глины, пески и карбонатные породы.

Широкая распространенность в осадочно-метаморфических породах даже самого раннего докембрия органического биогенного вещества [Сидоренко, Сидоренко, 1975] дает основания констатировать, что практически вся известная история действия геологического процесса на дометаморфической, экзогенно-седиментогенной стадии протекала в условиях достаточно развитой жизни, в условиях интенсивного функционирования "живых систем".

Исключительные масштаб, глубина и динамизм воздействия живого и органического вещества на косную материю (А.П. Виноградов, 1959 г., О.П. Добродеев, 1974 г.) — алюмосиликатное вещество, воду, газы в совокупности с другими данными и позволило нам предположить сам "биогеологический" механизм трансформации, переработки вещества наружной части Земли [Докембрий..., 1978].

Существование глобального циклического процесса газового обмена, "газового дыхания" земной коры [Сидоренко и др., 1976] и генетически, и исторически, и эволюционно тесно связывает между собой все наружные оболочки, сферы Земли — атмосферу, гидросферу, литосферу и биосферу — в единую сбалансированную систему, причем сбалансированную в пределах всего известного нам геологического времени [Schidlowski, 1979; Шидловский, 1984; Сидоренко и др., 1976].

Суммирование этих главных основ нового понимания сути геологического процесса и многих других данных [Докембрий ..., 1978] позволило увидеть, что жизнь и продукты ее деятельности почти буквально пронизывают и принимают определяющее участие в трансформации вещества наружной зоны Земли. Таким образом, только в единстве геологического и биологического начал геологический, а точнее, биогеологический процесс и может существовать как таковой.

Такое понимание сути рассматриваемых явлений приводит к выводу о том, что развитие и эволюция живого вещества, жизни на Земле генетически связано с геологической формой развития земного вещества в наружных оболочках Земли и сама жизнь, вероятнее всего, тоже необходимая, обязательная форма реализации эволюции земного вещества на нашей планете.

Иначе говоря, развитие планет на определенной стадии их эволюции с неизбежностью приводит к появлению атмосферы и гидросферы и, как следствие этого, — к широкому развитию процессов экзогенного преобразования земного вещества. Возникновение и развитие жизни, которая, по всей вероятности, в исключительно короткое (геологически) время достигает некоторого оптимального и далее, возможно, постоянного "объема", становится тем важным и обязательным ингредиентом, который впоследствии уже, по существу, не отделим от самого процесса экзогенной дифференциации алюмосиликатного вещества и всей последующей жизни возникших новообразований. Начинается формирование закономерно появившейся новой твердой оболочки Земли.

Все это позволяет обоснованно относить экзогенные (седиментогенные), биогенные и метаморфические процессы в полной мере к процессам планетогенным для определенного типа планет, т.е. к процессам, в результате действия которых возникает, растет (нарастает во времени) и эволюционно изменяется самая наружная твердая их оболочка (сфера). Иначе говоря, перед нами открывается совершенно новая, неожиданная, но реально воплощающаяся в эволюции планет роль этих процессов, познание которой, безусловно, составит новое направление в сравнительной планетологии.

БИОСФЕРА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Пожалуй, впервые в середине XVIII в. натуралисты все более и более стали обращать внимание на окружающий живой мир и на его принципиальные отношения с "мертвой материей". Но только в 1802 г. в своей знаменитой "Гидрогеологии" Ж. Ламарк прямо поставил вопрос: "Каково влияние живых тел на вещества, находящиеся на поверхности земного шара и составляющие его кору, и каковы общие результаты этого влияния?" Это было уже само по себе исключительным событием.

Однако лишь через сто с лишним лет, в 1926 г., В.И. Вернадский в своей "Биосфере" дал, по-существу, не только самые важные и самые принципиальные ответы на главные вопросы в этой области, но и заложил основы совершенно новой науки и научного направления — биосферологии.

За прошедшие десятилетия и особенно за последние 10—15 лет, безусловно, в связи с успехами в познании докембрия проблемы "геологии биосферы" привлекали совершенно особое внимание исследователей. И, естественно, наибольший вклад в решение "геологического прошлого" биосферы стали вносить работы, связанные с познанием древнейшего органического вещества и биогенных процессов в докембрии.

Существенный вклад в толкование термина "биосфера" внес Н.Б. Вассоевич [1971, 1976], что оказалось весьма немаловажным в связи с довольно большой исторически сложившейся путаницей в этом вопросе.

Не останавливаясь здесь на всей обширной литературе по эволюции биосферы, отметим, что за последние годы многих и разных аспектов этой сложной проблемы касались в своих трудах А.И. Перельман [1973], М.М. Камшилов [1974], А.И. Опарин [1977], А.В. Лапо (1987 г.), А.Б. Ронов [1980], С.Г. Неручев [1982], Н.В. Лопатин [1979], А.В. Сидоренко [1980], Б.С. Соколов [1981], Дж. Шопф [1983], С. Поннамперума [1984], А. Алларт и др. [Ранняя..., 1984].

Стало очевидным, что жизнь, "живые системы" сопровождали весь известный нам во времени геологический процесс.

Важным элементом нашей логической цепи мы считаем фактор "экспансии жизни". Этот фактор имеет минимум два принципиальных вектора развития: размножение и связанную с этим пространственную экспансию и "агрессию", т.е. "поедание среды" и превращение ее в самое живое.

Уже давно сделанные оценки и расчеты показали геологически мгновенный захват жизнью "всего возможного пространства" и среды, которая только может "прокормить" живое. Вероятно, именно отсюда у В.И. Вернадского возникла часто многими не всегда понимаемая идея о так называемом постоянстве живой массы на планете Земля и о "константе объема живого" в геологической истории. Не абсолютизируя здесь этого понятия, подчеркнем тем не менее, что зерно истины в этом, несомненно, имеется.

В настоящее время лишь несколько модифицированные А.И. Перельманом и А.В. Лапо "биогеохимические функции биосферы" В.И. Вернадского выглядят следующим образом: биогенная деструкция костного вещества; биогенная концентрация элементов; средообразующая роль живого вещества; биолитизация земной коры.

Подчеркнем особо, что все эти свои основные функции земная биосфера выполняет все 3,8 млрд лет известного нам геологического времени, что документально обоснованно.

Закljučая последнюю главу, выделим мысль, которая, по существу, пронизывает все три раздела и связывает их воедино: жизнь, живое вещество, биосфера на планете Земля — эта та конкретная и реальная сила, без которой практически немислимо представить себе формирование ее наружных оболочек, причем в пределах большей части времени жизни земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют сделать ряд выводов.

1. Экзогенные, седиментогенные и биолитогенные процессы проявлялись на протяжении всей геологической истории докембрия, представляя собой неотъемлемые компоненты земного геологического явления.

2. Углеродсодержащие осадочно-метаморфические породы докембрия образуют ассоциации (формации) четырех основных типов: терригенно-, карбонатно-, кремнисто- и вулканогенно-углеродистого, гомологичных соответствующим формациям фанерозоя.

3. Биогенное органическое вещество является неременной составляющей всех метаморфических первично-осадочных пород докембрия. Оно устанавливается в них в твердой форме (углистой, шунгитовой, графитоидной, графитовой) экстрагируемой связанной (битумоиды), экстрагируемой "свободной" (аминокислоты, углеводы—сахара, пигменты—фикобилины), нерастворимой (остаточной — ДБК — дебитуминизированный кероген) и газообразной (оклюдированные и адсорбированные газы—метан, тяжелые предельные и непредельные углеводороды) фазах и формах состояния.

На основе информации о форме, составе, структуре, свойствах, поведении, распространенности, былой и настоящей массе биогенной субстанции в осадочно-метаморфических породах докембрия впервые в подобной совокупности представляется литолого-геохимический образ древнейшей биогенной материи Земли.

4. Эволюционный анализ биолитогенных процессов в докембрии, не дав возможности установить их начальной точки в геологической истории докембрия, позволил:

- выявить шесть глобальных эпох или абсолютно-возрастных уровней их проявления, соответствующих основным выделяемым этапам эволюции "живых систем" (по Б.С. Соколову) и главным эпохам тектономагматической активизации и регионального метаморфизма;

- установить направленный ход изменений в докембрийское время относительной распространенности (встречаемости) основных типов их ассоциаций, выразившийся: а) в неуклонном возрастании к верхнему докембрию проявлений терригенно-углеродистой ассоциации главным образом за счет изначально глинисто-углеродистых отложений; б) в двукратном возрастании за это же время относительной распространенности кремнисто-углеродистой ассоциации; в) в многократном увеличении встречаемости карбонатно-углеродистой ассоциации; г) в резком уменьшении в ходе докембрийского времени роли вулканогенно-углеродистой ассоциации;

- увидеть явную тенденцию возрастания во времени содержания в осадочно-метаморфических породах остаточного органического вещества;

- наметить связи характера углеводородонакопления в докембрии с эволю-

цией биохимических особенностей докембрийских биоисточников органического вещества;

— показать, что в пределах всей известной нам сегодня истории Земли, от докембрия до наших дней, темп накопления биогенного углерода в осадках оставался примерно одинаковым и составлял около $0,3 \cdot 10^{20}$ г/10⁶ лет.

5. Совокупный учет распространенности в геологических образованиях докембрия биолитогенных образований, масштаба и динамики влияния живого и органического вещества на литогенные и другие геологические процессы, а также взаимосвязующей роли этой субстанции в совместной и взаимовлияющей эволюции наружных оболочек земной коры—литосферы, гидросферы и атмосферы — вполне позволяют понимать доступный нашему наблюдению геологический процесс как явление биогеологическое.

Представленная в работе обширная информация по твердому углеродистому веществу может быть использована непосредственно при прогнозировании в СССР новых месторождений графитов и шунгитов. В ряде конкретных случаев — в пределах или вблизи известных месторождений — она позволяет вести эффективный локальный прогноз небольших, но богатых новых объектов.

Как известно, с выделенными нами основными типами докембрийских углеродистых ассоциаций тесно связывается совершенно определенный круг многих рудных месторождений. В этой связи выявление той или иной углеродистой ассоциации в новом районе, безусловно, первая и важная предпосылка постановки и новых рекогносцировочных работ на возможную ее рудоносность.

Установленное и обоснованное нами "углеводородное дыхание" углеродсодержащих толщ докембрия прямо ставит вопрос не только о потенциальной нефтегазоносности неметаморфизованных (или слабометаморфизованных) верхнедокембрийских образований, но и о влиянии этого источника, особенно вблизи разломов или систем трещин, на формирование месторождений нефти и газа в основании рыхлых чехлов, перекрывающих докембрийские фундаменты.

ЛИТЕРАТУРА

- Бекасова Н.Б., Аведисян А.А. Особенности строения продуктивной толщи Печенги и закономерности распределения в ней органического вещества // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978. С. 38—44.
- Бельков И.В. Кварцитовые сланцы свиты Кейв. М.: Л.: Наука, 1963. 321 с.
- Бернал Дж. Возникновение жизни. М.: Мир., 1969. 345 с.
- Бискэ Н.С., Щипцова И.Г. Морфологические и структурные типы углеродистого вещества в метаморфических породах Северного Приладожья // Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Петрозаводск, Карел. фил. АН СССР. 1979. С. 123—131.
- Блюман Б.А., Дьяконов Ю.С., Красавина Т.Н. и др. Использование термо- и рентгеновских характеристик графита для определения уровня и типа метаморфизма // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1974. Ч. 103, вып. 1. С. 95—103.
- Бондарев В.П., Волков Н.И., Дерягин А.А. и др. К геохимии шунгитов // Сидикахиты на разных этапах литогенеза. М.: Наука, 1982. С. 147—152.
- Вассоевич Н.Б. О некоторых терминах, связанных с изучением органического вещества осадков и осадочных горных пород // Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1971. С. 218—238.
- Вассоевич Н.Б. Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков // Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973. С. 16—32.
- Вассоевич Н.Б. Предисловие // Исследования органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1976. С. 3—24.
- Вассоевич Н.Б., Высоцкий И.В., Гусева А.Н., Оленин В.Б. Углеводороды в осадочной оболочке Земли // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1976. № 5. С. 19—37.
- Вассоевич Н.Б., Высоцкий И.В., Корчагина Ю.И., Соколов Б.А. Геолого-геохимические предпосылки нефтегазообразования в верхнедокембрийских отложениях // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975. Вып. 4, кн. 2. С. 208—214.
- Вассоевич Н.Б., Корнилова Н.Н., Чернышева В.В. О содержании углеродистого органического вещества в континентальном секторе осадочной оболочки Земли // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1973. № 2. С. 18—39.
- Вассоевич Н.Б., Корчагина Ю.И., Соколов Б.А. Некоторые особенности органического вещества древних толщ // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979. С. 205—209.
- Вассоевич Н.Б., Соколов Б.А. О нефтегазоносности платформенных образований докембрия // Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977. Т. 1. С. 288—298.
- Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружение. М.: Наука, 1965. 374 с.
- Веселовский В.А. Химическая природа горючих ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 216 с.
- Виноградов А.П. Предисловие // Манская С.М., Дроздова Т.В. Геохимия органического вещества. М.: Наука, 1964. С. 5—11.
- Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 351).
- Вологдин А.Г., Сергиенко И.З., Егоров И.А., Бобылева М.И. Открытие аминокислот и сахаров в породах докембрия Карелии // ДАН СССР. 1970. Т. 191, № 5. С. 232—237.
- Вышемирский В.С. Миграция рассеянных битумов. Новосибирск: Наука, 1971. 212 с.
- Вышемирский В.С., Контарович А.З., Трофимук А.А. Миграция рассеянных битумоидов. Новосибирск: Наука, 1971. 197 с.
- Галимов Э.М. Природа биологического фракционирования изотопов. М.: Наука, 1981. 247 с.
- Галимов Э.М., Козина Л.А., Генералова В.Н. и др. Исследование распределения изотопов углерода в биогенных соединениях // Органическая геохимия нефти, газов и органического вещества докембрия. М.: Наука, 1981. С. 189—203.
- Галимов Э.М., Мигдисов А.А., Ронов А.Б. Факторы, контролировавшие изотопный состав углерода в докембрии и фанерозое // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975. Вып. 4, кн. 2. С. 184—189.
- Гаррельс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 271 с.
- Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982. 208 с.
- Гиммельфарб Г.Б. Карбонатные отложения

- докембрия южной и юго-западной части Алданского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1972. 30 с.
- Гинзбург И.В., Горшков А.И. О графите квантитовых сланцев Кейв // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1961. Вып. 12. С. 171—176.
- Голубев А.И., Ахмедов А.М., Галдобина Л.П. Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1984. 192 с.
- Гриценко Г.С., Сидоренко А.В., Лунева О.И. и др. Возможности современной электронной микроскопии в решении геологических задач // Сов. геология. 1973. № 11. С. 3—23.
- Гусева А.Н., Лейфман И.Е., Соколов Б.А. Геохимические предпосылки возможности нефтеобразования в докембрийских породах // Органическая геохимия нефтей, газов и органического вещества докембрия. М.: Наука, 1981. С. 221—226.
- Докембрий и проблемы формирования земной коры / А.В. Сидоренко, В.А. Теняков, Св.А. Сидоренко и др. М.: Наука, 1978. 310 с.
- Дроздова Т.В. Геохимия аминокислот. М.: Наука, 1977. 199 с.
- Дубына И.В. Графитовые месторождения Украинской ССР. Харьков: Госнаучтехиздат Украинны, 1939. 207 с.
- Евстигнеев В.Б. О некоторых вопросах эволюции фотосинтетического аппарата // Происхождение жизни и эволюционная биохимия. М.: Наука, 1975. С. 80—95.
- Закруткин В.Е. Высокоуглеродистые формации раннего докембрия европейской части СССР. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1982. 286 с.
- Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розинова Т.Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
- Калинин Ю.К. Свойства шунгитов // Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования. Петрозаводск: Карелия, 1975. С. 93—108.
- Калинин Ю.К., Ольхович Н.Н. Исследование физико-механических свойств шунгита и шунгитовых пород // Шунгитовые породы Карелии. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР. 1981. С. 74—84.
- Калинин Ю.К., Соколов В.А. Опыт типизации углеродистых пород протерозоя Карелии // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975. Вып. 4, кв. 2. С. 155—160.
- Кальвин М. Химическая эволюция. М.: Мир, 1971. 240 с.
- Калыев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев: Наук. думка, 1965. 189 с.
- Калыев Г.И. Метаморфические аналоги геосинклинальных осадочных формаций в Украинском щите // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1967. Вып. 2.
- Камшилов М.М. Эволюция биосферы. М.: Наука, 1974. 254 с.
- Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Залайском синклиналии на Южном Урале и сходные с ней образования // Тр. ИГи АН СССР. Геол. сер. 1949. Вып. 104, № 34. С. 167—199.
- Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Типовые разрезы верхней эратемы протерозоя // XXVII сес. Междунар. геол. конгр. "Геология докембрия". Секция С. 05. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 56—76.
- Клауд П.Э. Крпотозойская биосфера: ее разнообразие и геологическое значение // Там же. 1984. Т. 5. С. 76—86.
- Колесников М.П., Егоров И.А. Металлопорфирины в отложениях докембрия // ДАН СССР. 1977. Т. 233, № 3. С. 483—486.
- Колесников М.П., Егоров И.А. Палеобиохимия пигментов: порфирины и фикобилины в породах докембрия // Органическая геохимия нефти, газов и органического вещества докембрия. М.: Наука, 1981. С. 226—231.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. С. 390.
- Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977. Т. 1. 403 с.; Т. 2. 399 с.
- Корчагина Ю.И., Четверикова О.П. Методы интерпретации аналитических данных о составе рассеянного органического вещества. М.: Недра, 1980. 227 с.
- Красновский А.А. Химическая эволюция фотосинтеза; модели и гипотезы // Происхождение жизни и эволюционная биохимия. М.: Наука, 1975. С. 133—144.
- Лопатин Н.В. Образование горючих ископаемых. М.: Недра, 1983. 192 с.
- Любцов В.В., Петерсилье И.А., Предовский А.А. Углеводороды и органический углерод в отложениях верхнего рифея северо-запада Кольского полуострова // ДАН СССР. 1979. Т. 247, № 4. С. 912—916.
- Мишунина З.А., Бискэ Н.С. К геохимии углеродистого вещества докембрийских пород Юго-Западной и Северной Карелии // Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Петрозаводск: Наука, 1979. С. 131—145.
- Мишунина З.А., Корсакова А.Г. Геохимия керогена графитоидных и шунгитовых сланцев и карбонатов протерозоя Южной Карелии // Сов. геология. 1977. № 3. С. 40—55.
- Мьюир М.Д., Грант П.Р. Данные о микропалеонтологической группе Ойвервайт // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 588—598.
- Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 208 с.
- Опарин А.И. Материал → жизнь → интеллект. М.: Наука, 1977. 204 с.
- Перельман А.И. Геохимия биосферы. М.: Наука, 1973. 166 с.
- Петерсилье И.А., Любцов В.В., Аведисян А.А. Некоторые закономерности распределения органических соединений в докембрийских осадочно-метаморфических толщах (на примере Кольского полуострова) // Органическая геохимия нефти, газов и органического вещества докембрия. М.: Наука, 1981. С. 260—266.

- Петерсилье И.А., Федкова Т.А., Павлова М.А. Газы и органическое вещество в породах гранулитового комплекса архея Кольского полуострова // Геохимия. 1979. № 12. С. 1883—1888.
- Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 342 с.
- Плякин А.М., Исаева Г.А. Органическое вещество и рудная минерализация докембрийских сланцев Тимана // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981. Вып. 7, кн. 1. С. 92—96.
- Поннаперума С. Происхождение жизни. М.: Мир, 1977. 175 с.
- Поннаперума С. Химические исследования происхождения жизни // XXVII сес. Междунар. геол. конгр. "Сравнительная планетология". Секция С. 19. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 19. С. 135—141.
- Предовский А.А., Мележик В.А., Любцов В.В. и др. Парагенез и условия формирования карбонатных пород докембрия восточной части Балтийского щита // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981. Вып. 6. С. 71—76.
- Предовский А.А., Сидоренко Св.А., Мележик В.А. и др. Геологическое значение закономерностей распределения органического углерода в метасадочных породах кольского докембрия // Вулканизм и седиментогенез докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1982. С. 6—39.
- Предовский А.А., Сидоренко Св.А., Мележик В.А. и др. Парагенез углеродистых пород и особенности распределения органического углерода в метасадочных толщах докембрия Кольского региона // Проблемы осадочной геологии докембрия. 1985. Вып. 9. С. 71—86.
- Проблемы геологии и геохимии эндогенной нефти. Киев: Наук. думка, 1975. 213 с.
- Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука; Недра, 1966—1985. Вып. 1—10.
- Ранняя история Земли / Под ред. Б. Уиндли. М.: Мир, 1980. 620 с.
- Родионова К.Ф., Сидоренко Св.А. О составе органического вещества древнейших осадочно-метаморфизованных отложений, выявленных на территории СССР // Рассеянное органическое вещество осадочных пород — источник углеводородов нефти. М.: ВНИГНИ, 1973. С. 14—19. (Геохим. сб.; № 5).
- 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., Сидоренко Св.А., Созинов Н.А. Углеродистые отложения докембрия и фанерозоя // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975. Вып. 4, кн. 2. С. 141—155.
- Ронов А.Б. Вулканизм, карбонатакопление, жизнь (закономерность глобальной геохимии углерода) // Там же. 1976. № 8. С. 1252—1277.
- Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Новая модель химического строения земной коры // Там же. 1976. № 12. С. 1763—1794.
- Руттен М. Происхождение жизни (естественным путем). М.: Мир, 1973. 411 с.
- Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
- Салоп Л.И., Травин Л.В. Новые данные по стратиграфии и тектонике архейских образований центральной части Алданского щита // Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1974. С. 5—82. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 199).
- Сафронов В.Т. Углеродсодержащие породы докембрия — бывшие горючие сланцы // Геохимия горючих сланцев: Тез. докл. III Всесоюз. совещ. Таллинн, 1982. С. 151—154.
- Сергиенко И.З., Бобылева М.И., Сидоренко Св.А., Егоров И.А. Аминокислоты в осадочно-метаморфических породах докембрия // ДАН СССР. 1974. Т. 215. № 2. С. 263—267.
- Сидоренко А.В. Проблемы осадочной геологии докембрия // Сов. геология. 1963а. № 4. С. 3—23.
- Сидоренко А.В. Проблемы осадочной геологии докембрия // Вестн. АН СССР. 1963б. № 6. С. 39—45.
- Сидоренко А.В. Изучение докембрия — важная задача современной геологии // Там же. 1965. № 10. С. 3—10.
- Сидоренко А.В. Некоторые вопросы изучения докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1967. Вып. 2. С. 5—13.
- Сидоренко А.В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия // ДАН СССР. 1969. Т. 186. № 1. С. 166—169.
- Сидоренко А.В. Новое в учении о биосфере. М.: Наука, 1980. 15 с.
- Сидоренко А.В. Осадочная геология — основы познания истории развития и металлогении докембрия (итоги и перспективы) // Осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1982. С. 7—27.
- Сидоренко А.В., Лунева О.И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.
- Сидоренко А.В., Розен О.М., Теняков В.А., Гиммельфарб Г.В. Метаморфизм осадочных толщ и "углекислое дыхание" земной коры // Сов. геология. 1973. № 5. С. 3—11.
- Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А. О пространственности предположительно биогенного углерода в докембрии // ДАН СССР. 1968. Т. 183. № 1. С. 181—184.
- Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А. Об углеводородном дыхании докембрийских графитсодержащих толщ // Там же. 1970. Т. 192. № 1. С. 184—187.
- Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А. Органическое вещество в докембрийских осадочных породах и некоторые геологические проблемы // Сов. геология. 1971. № 5. С. 3—20.

- Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А., Созинов Н.А. Углеродистые формации докембрия // Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе: Илим, 1978. С. 9—11.
- Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А., Созинов Н.А. Углеродистые формации докембрия и их металлоносность // Проблемы осадочной геологии докембрия и их металлоносность. М.: Наука, 1981. Вып. 7, кн. 1. С. 9—17.
- Сидоренко А.В., Теняков В.А., Сидоренко Св.А. Осадочно-метаморфические процессы и "газовое дыхание" земной коры // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976. С. 63—72.
- Сидоренко А.В., Теняков В.А., Сидоренко Св.А. Новые актуальные аспекты исследования системы: выветривание—осадконакопление—метаморфизм // Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977. С. 83—96.
- Сидоренко А.В., Чайка В.М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия // Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970. С. 5—20.
- Сидоренко Св.А. Морфогенетические типы проявлений метаморфизованного органического вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия // Углеродистые формации и их генезис: IV Всесоюз. совещ. в Ворошиловграде. Тез. докл. М., 1970. С. 112—115.
- Сидоренко Св.А. Главнейшие возрастные "эпохи" и основные геолого-тектонические условия накопления биогенного органического вещества в докембрии // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Новосибирск: Наука, 1976. С. 53—61.
- Сидоренко Св.А. Органический углерод в докембрийских седиментогенно-метаморфогенных породах и циклах // Всесоюзное совещание по геохимии углерода: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1981. С. 184—187.
- Сидоренко Св.А. Биолитогенез в докембрии // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1982. Вып. 7, кн. 1. С. 42—49.
- Сидоренко Св.А. Жизнь в докембрии в свете современных данных по органическому веществу // XXVII сес. Междунар. геол. конгр. "Геология докембрия". Секция С.05. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 86—92.
- Сидоренко Св.А. Органическое вещество и биолитогенные процессы в докембрии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Киев, ИГН, 1987. 52 с.
- Сидоренко Св.А., Сафронов В.Т. Углеродсодержащие породы нижнего докембрия Балтийского щита как бывшие горючие ископаемые // Горючие сланцы. 1985. №2/3. С. 225—237.
- Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 114 с.
- Сидоренко Св.А., Созинов Н.А. Углеродистые породы докембрия и фанерозоя // Докембрий и проблемы формирования земной коры. М.: Наука, 1978. С. 118—158.
- Сидоренко Св.А., Созинов Н.А. Типы углеродсодержащих формаций и их металлоносность // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1979а. С. 57—58.
- Сидоренко Св.А., Созинов Н.А. Рудоносность углеродистых формаций докембрия // Минеральные месторождения докембрия: Междунар. семинар ООН. М.: ИЛСАН, 1979б. С. 1—27.
- Сидоренко Св.А., Созинов Н.А. Высокоуглеродистые отложения докембрия // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 198—204.
- Сидоренко Св.А., Созинов Н.А. Рудоносность углеродистых формаций докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1982. Вып. 8. С. 54—64.
- Сидоренко Св.А., Теняков В.А. Биологическая природа сланя и углеводороды в земной коре // Осадочно-миграционная теория происхождения нефти и газа. М.: Наука, 1978а. С. 101—114.
- Сидоренко Св.А., Теняков В.А. О глобальных "эпохах" накопления в докембрии высокоуглеродистых формаций // ДАН СССР. 1978б. Т. 242, № 1. С. 58—61.
- Сидоренко Св.А., Теняков В.А. Экзогенные и биогенные процессы в геологической истории докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия, углеродистые отложения и их рудоносность. М.: Наука, 1981. Вып. 7, кн. 1. С. 96—111.
- Сидоренко Св.А., Теняков В.А. О принципиальном масштабе "запасов" рассеянных битумов и углеводородов в осадочно-метаморфических породах докембрия // Геохимия горючих сланцев: Тез. докл. III Всесоюз. совещ. Таллинн, 1982. С. 62—64.
- Сидоренко Св.А., Теняков В.А. О соотношении масс биогенного углерода в докембрии и фанерозое (к потенциалу нефтегазоносности докембрия) // Эволюция нефтегазообразования в истории Земли: IV Всесоюз. семинар: Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 56—57.
- Сидоренко Св.А., Теняков В.А. Осадочно-метаморфическая оболочка Земли как источник биогенных углеводородных эманаций // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. С. 102—104.
- Сидоренко Св.А., Теняков В.А., Голубев В.С. К эволюции живых систем и периодичности накопления биолитогенных образований в докембрии // ДАН СССР. 1984. Т. 276, № 4. С. 943—945.
- Созинов Н.А., Горбачев О.В., Сидоренко Св.А. Геохимические особенности углеродистых отложений различных формационных типов // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. С. 245—254.

- Созинов Н.А., Дерягин А.А., Сидоренко Св.А. Редкоземельные элементы в формациях углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя // Накопление и преобразование органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1979. С. 41—47.
- Созинов Н.А., Сидоренко Св.А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя // ДАН СССР. 1976. Т. 227, № 3. С. 684—687.
- Созинов Н.А., Сидоренко Св.А. Рудоносность углеродистых формаций докембрия // Минеральные месторождения докембрия. М.: Недра, 1979. С. 59—71.
- Созинов Н.А., Сидоренко Св.А., Дерягин А.А. О металлогенности углеродистых формаций докембрия. // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979. Вып. 5. С. 206—216.
- Соколов Б.С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации // Вестн. АН СССР. 1976. № 1. С. 126—143.
- Соколов Б.С. Палеонтология, геология и эволюция биосферы // Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981. С. 156—166.
- Соколов В.А., Хейсканен К.И. Этапы формирования химических кор выветривания в докембрии // XXVIII сес. Междунар. геол. конгр. "Геология докембрия". Секция С. 05. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 35—43.
- Теняков В.А., Сидоренко Св.А. Актуальные аспекты познания седиментогенно-метаморфогенного и биогенного процессов в докембрии // Докембрий и проблемы формирования земной коры. М.: Наука, 1978. С. 7—23.
- Теняков В.А., Сидоренко Св.А. Экзогенные и биогенные процессы в геологической истории докембрия (к проблеме их эволюции) // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981. Вып. 7, кн. 1. С. 18—23.
- Трофимук А.А., Конторович А.Э., Вышемирский В.С. Успехи органической теории происхождения нефти // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973. С. 32—42.
- Тугаринов А.И., Вояткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Уббеллоде А.Р., Льюис Ф.А. Графит и его кристаллические соединения. М.: Мир, 1965. 256 с.
- Успенский В.А., Радченко О.А. Опыт оценки нефтематеринского потенциала пород // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973. С. 49—52.
- Фирсова С.О. Метаморфизм углеродистого вещества в породах докембрия восточной части Балтийского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1982. 21 с.
- Фирсова С.О., Бочек Л.И., Сидоренко Св.А. Оптическое изучение углеродистых веществ, шунгитов и графитов // Геохимия горючих сланцев: Тез. докл. III Всесоюз. совещ. Таллинн, 1982. С. 112—114.
- Фокс С., Дозе К. Молекулярная эволюция и возникновение жизни. М.: Мир, 1975. 374 с.
- Чухров Ф.В., Ермилова Л.П., Виноградов В.И. Об избыточном составе серы как показателе возможности некоторых геохимических процессов в древнем докембрии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 9. С. 39—51.
- Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей // Совещание по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Вып. 2. С. 7—99.
- Шидловский М. Атмосфера архея и эволюция кислородного запаса Земли. // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 523—534.
- Шидловский М. Осадочное органическое вещество 3,8 млрд лет назад. Изотопные отпечатки жизни // XXVIII сес. Междунар. геол. конгр. "Сравнительная планетология". Секция С. 19. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 19. С. 119—125.
- Шопф Дж.У. Краткая оценка свидетельств жизни в архее // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 583—588.
- Шунгитовые породы Карелии. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1981. 183 с.
- Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования / Под ред. В.А. Соколова, Ю.К. Калинин. Петрозаводск: Карелия, 1975. 239 с.
- Щербак Н.П., Бибикова Е.В. Стратиграфия и геохронология раннего докембрия СССР // XXVII сес. Междунар. геол. конгр. "Геология докембрия". Секция С. 05. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 3—14.
- Abelson Ph., Hoering T. Carbon isotopes fractionation in a formation of amine acids by photosynthetic organisms // Proch Nat. Acad. Sci. USA. 1960. Vol. 47, N 5. P. 623—632.
- Allart J.H. The pre- 3760 m.y. old supracrustal rocks of the Isua area, central West Greenland and the associated occurrence of quartz-banded ironstone // The early history of the Earth / Ed. B.F. Windley. N.Y.: Wiley, 1976. P. 177—189.
- Anhaensser C.R. Cyclic volcanicity and sedimentation in the evolutionary development of Archean greenstone belts of shield areas // Geol. Soc. Austral. Spec. Publ. 1971. Vol. 3. P. 57—70.
- Anhaensser C. R. The evolution of the early Precambrian crust of southern Africa // Philos. Trans. Roy. Soc. London. A. 1973. Vol. 273. P. 359—388.
- Barghoorn E.S. Origin of life // Mem. Geol. Soc. Amer. 1957. Vol. 67, N 2.
- Barghoorn E.S., Knoll A.H., Dembicki H.(Jr.), Meinschein W.G. Variation in stable carbon isotopes in organic matter from the Gunflint Iron Formation // Geochim et cosmochim. acta. 1977. Vol. 41. P. 425—430.
- Barghoorn E.S., Meinschein W.G., Schopf I.W. Paleobiology of Precambrian shale // Science. 1965. N 148. P. 461—472.
- Barghoorn E.S., Tyler S.A. Microorganisms from the Gunflint Chert // Ibid. Vol. 2. P. 147—148.
- Belsky T., Johns R., McCarthy E. et al. Evidence of life in a sediment two and half billion years old // Nature. 1965. Vol. 206. P. 394—408.
- Bondesen E., Pedersen K.R., Irgensen O. Precambrian organisms and isotopic composition of organic

- remains in the Ketilidian of South-West Greenland // *Medd. Greenland*. 1967. Vol. 179(4). P. 84—96.
- Bridgwater D., Allart J.H., Schopf J.W.* et al. Microfossil-like objects from the Archaean of Greenland: a cautionary note // *Nature*. 1981. N 289. P. 51—56.
- Brooks J., Shaw G.* Relationship of kerogen and sporopollenin // *Nature*. 1970. N 227. P. 195—196.
- Calvin M.* Chemical evolution. Oxford: Clarendon press, 1969.
- Cameron E.M., Garrels R.M.* Geochemical compositions of some Precambrian shales from the Canadian shield // *Chem. Geol.* 1980. Vol. 28, N 3. P. 181—197.
- Choquette P.W.* Petrology and structure of the Cockeysville formation (pre-silurian) near Baltimore, Maryland // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1960. N 7. P. 126—137.
- Cloud P.F., Gruner J.W., Hagen H.* Carbonaceous rocks of the Soudan iron formation // *Science*. 1965. Vol. 143. P. 372—381.
- Craig H.* The geochemistry of the stable carbon isotopes // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1953. Vol. 3. P. 53—92.
- De Souza N.J., Nes W.R.* Sterols: isolation from a blue-green alga // *Science*. 1968. Vol. 162. P. 363.
- Degens E.T.* Biogeochemistry of stable carbon isotopes // *Organic geochemistry* / Ed. G. Eglinton, M.T. Murphy. B.: Springer, 1969. P. 304—329.
- Degens E.T., Behrendt M., Gotthardt B., Reppman E.* Metabolic fractionation of carbon isotopes in marine plankton. II. Data on samples collected off the coasts of Peru and Ecuador // *Deep-Sea Res.* 1968. Vol. 15, N 1. P. 11—20.
- Diessel C.F., Offler R.* The relationship between graphite rank and metamorphic grade in the Mount Lofty Ranges, South Australia // *Search*. 1973. Vol. 4. P. 497—499.
- Diessel C.F., Offler R.* Change in physical properties of coalified and graphitised phytoclasts with grade of metamorphism // *Neues Jb. Miner. Monatsh.* 1975. N 1. P. 11—25.
- Dungworth G., Schwartz A.W.* Kerogen isolated from the Precambrian of South chromatography // *Advances in organic geochemistry* / Ed. H.R. van Gaerthner, H. Wehner. Oxford: Pergamon press, 1971. P. 699—706.
- Eichmann R., Schidlowski M.* Isotopic composition of carbonaceous matter from the Precambrian uranium deposits of the Blind River district, Canada // *Naturwissenschaften*. 1974. Vol. 61. P. 449—450.
- Eichmann R., Schidlowski M.* Isotopic fractionation between coexisting organic carbon-carbonate pairs in Precambrian sediments // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1975. Vol. 39. P. 585—595.
- Fiebigler W.* Organische Substanzen in Präkambrischen Itabiriten und deren Nebengesteinen // *Geol. Rdsch.* 1975. Vol. 64. P. 641—652.
- Fox S., Dose K.* Molecular evolution and the origin of life. San Francisco: Freeman, 1972. 193 p.
- Galimov E.M.* $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ in kerogen // *Kerogen* / Ed. B. Durand. P.: Ed. Technip, 1980. P. 271—299.
- Gavelin S.* Variations in isotopic composition of carbon from metamorphic rocks in northern Sweden and their geological significance // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1957. Vol. 12. P. 297—314.
- Glikson A.Y.* Archean geosynclinal sedimentation near Kalgoorlie, Western Australia // *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.* 1971. Vol. 3. P. 443—460.
- Glikson A.Y.* Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstones; significance of data from shields of the Southern Hemisphere // *The early history of the Earth* / Ed. B.F. Windley. N.Y.: Wiley, 1976a. P. 257—277.
- Glikson A.Y.* Earliest Precambrian ultramafic a volcanic rocks: ancient oceanic crust or relic terrestrial maria? // *Geology*. 1976b. Vol. 3, N 4. P. 201—205.
- Goodwin A.M.* Structure, stratigraphy and origin of Iron Formations, Michipicoten Area, Algoma District Ontario, Canada // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1962. Vol. 8, N 73. P. 561—586.
- Gross G.A.* Geology of iron deposits in Canada. Ottawa, 1965. Vol. 1. P. 232—238. (*Geol. Surv. Canada Econ. Geol. Rep.*: N 22).
- Hahn J.* Eine gaschromatographische Methode zur schnellen Charakterisierung der organischen Substanz von Bohrkernen und anderen Sedimentproben. Erdöl und Kohle—Erdgas—Petrochemie, anderen Sedimentproben // *Erdöl und Kohle—Erdgas—Petrochem.* 1970. Vol. 23. P. 790—792.
- Harrington J.S., Cilliers J.J., Le R.* A possible origin of the primitive oils and amine acids isolated from amphibole asbestos and banded ironstone // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1963. Vol. 27. P. 411—418.
- Hodgson G.W., Hitchon B., Taguchi J.* et al. Geochemistry of Porphyryns, Chlorins and Polycyclic aromatics in soils, sediments and sedimentary rocks // *Ibid.* 1968. Vol. 32. P. 737—772.
- Hoefs J., Schidlowski M.* Carbon isotope composition of carbonaceous matter from the Precambrian of the Witwatersrand system // *Science*. 1967. Vol. 155. P. 1096—1097.
- Hoering T.C.* The organic geochemistry of Precambrian rocks // *Research in geochemistry* / Ed. P.H. Abelson. N.Y.: Wiley, 1967. Vol. 2. P. 87—111.
- Hoering T.C.* Molecular fossils from the Precambrian Nonesuch Shale // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1976. Vol. 75. P. 806—813.
- Hollerbach A., Wette D.H.* Über Sterane und Triterpane in Erdölen und ihre phylogenetische Bedeutung // *Naturwissenschaften*. 1977. Vol. 64. P. 381—382.
- Holzer G., Oro J., Tornable T.G.* Gas chromatographic-mass spectrometric analysis of neutral lipids from methanogenic and thermoacidophilic bacteria // *J. Chromatogr.* 1979. Vol. 186. P. 873—887.
- Hunt J.M.* Distribution of carbon in crust of the Earth // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1972. Vol. 56. P. 2273—2277.
- Jackson T.A., Fritz A.P., Drimmie R.* Stable carbon isotope ratios and chemical properties of kerogen and extractable organic matter in Pre-Phanerozoic and Phanerozoic sediments — their interrelations and possible paleobiological significance // *Chem. Geol.* 1978. Vol. 21, N 7. P. 335—350.
- James H.L.* Sedimentary facies of the iron formation // *Econ. Geol.* 1954. Vol. 1, N 3. P. 49—50.
- Jeffery P.M., Compston W., Greenhalgh D., Laeter J.* On the carbon-13 abundance of limestone and coal // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1955. Vol. 7. P. 328—334.
- Johns R.R., Belsky T., McCarthy E.D.* et al. The organic

- Созинов Н.А., Дерягин А.А., Сидоренко Св.А. Редкоземельные элементы в формациях углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя // Накопление и преобразование органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1979. С. 41—47.
- Созинов Н.А., Сидоренко Св.А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя // ДАН СССР. 1976. Т. 227, № 3. С. 684—687.
- Созинов Н.А., Сидоренко Св.А. Рудоносность углеродистых формаций докембрия // Минеральные месторождения докембрия. М.: Недра, 1979. С. 59—71.
- Созинов Н.А., Сидоренко Св.А., Дерягин А.А. О металлоносности углеродистых формаций докембрия. // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979. Вып. 5. С. 206—216.
- Соколов Б.С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации // Вестн. АН СССР. 1976. № 1. С. 126—143.
- Соколов Б.С. Палеонтология, геология и эволюция биосферы // Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981. С. 156—166.
- Соколов В.А., Хейсканен К.И. Этапы формирования химических кор выветривания в докембрии // XXVIII сес. Междунар. геол. конгр. "Геология докембрия". Секция С. 05. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 35—43.
- Теняков В.А., Сидоренко Св.А. Актуальные аспекты познания седиментогенно-метаморфогенного и биогенного процессов в докембрии // Докембрий и проблемы формирования земной коры. М.: Наука, 1978. С. 7—23.
- Теняков В.А., Сидоренко Св.А. Экзогенные и биогенные процессы в геологической истории докембрия (к проблеме их эволюции) // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981. Вып. 7, кн. 1. С. 18—23.
- Трофимук А.А., Конторович А.Э., Вышемирский В.С. Успехи органической теории происхождения нефти // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973. С. 32—42.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Уббеллоде А.Р., Льюис Ф.А. Графит и его кристаллические соединения. М.: Мир, 1965. 256 с.
- Успенский В.А., Радченко О.А. Опыт оценки нефтематеринского потенциала пород // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973. С. 49—52.
- Фирсова С.О. Метаморфизм углеродистого вещества в породах докембрия восточной части Балтийского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1982. 21 с.
- Фирсова С.О., Бочек Л.И., Сидоренко Св.А. Оптическое изучение углеродистых веществ, шунгитов и графитов // Геохимия горючих сланцев: Тез. докл. III Всесоюз. совещ. Таллинн, 1982. С. 112—114.
- Фокс С., Дозе К. Молекулярная эволюция и возникновение жизни. М.: Мир, 1975. 374 с.
- Чухров Ф.В., Ермилова Л.П., Виноградов В.И. Об избыточном составе серы как показателе возможности некоторых геохимических процессов в древнем докембрии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 9. С. 39—51.
- Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей // Совещание по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Вып. 2. С. 7—99.
- Шидловский М. Атмосфера архея и эволюция кислородного запаса Земли. // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 523—534.
- Шидловский М. Осадочное органическое вещество 3,8 млрд лет назад. Изотопные отпечатки жизни // XXVIII сес. Междунар. геол. конгр. "Сравнительная планетология". Секция С. 19. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 19. С. 119—125.
- Шопф Дж.У. Краткая оценка свидетельств жизни в архее // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 583—588.
- Шунгитовые породы Карелии. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1981. 183 с.
- Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования / Под ред. В.А. Соколова, Ю.К. Калинин. Петрозаводск: Карелия, 1975. 239 с.
- Щербак Н.П., Бибикова Е.В. Стратиграфия и геохронология раннего докембрия СССР // XXVII сес. Междунар. геол. конгр. "Геология докембрия". Секция С. 05. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 3—14.
- Abelson Ph., Hoering T. Carbon isotopes fractionation in a formation of amine acids by photosynthetic organisms // Proch Nat. Acad. Sci. USA. 1960. Vol. 47, N 5. P. 623—632.
- Allart J.H. The pre- 3760 m.y. old supracrustal rocks of the Isua area, central West Greenland and the associated occurrence of quartz-banded ironstone // The early history of the Earth / Ed. B.F. Windley. N.Y.: Wiley, 1976. P. 177—189.
- Anhaensser C.R. Cyclic volcanicity and sedimentation in the evolutionary development of Archean greenstone belts of shield areas // Geol. Soc. Austral. Spec. Publ. 1971. Vol. 3. P. 57—70.
- Anhaensser C. R. The evolution of the early Precambrian crust of southern Africa // Philos. Trans. Roy. Soc. London. A. 1973. Vol. 273. P. 359—388.
- Barghoorn E.S. Origin of life // Mem. Geol. Soc. Amer. 1957. Vol. 67, N 2.
- Barghoorn E.S., Knoll A.H., Dembicki H.(Jr.), Meinschein W.G. Variation in stable carbon isotopes in organic matter from the Gunflint Iron Formation // Geochim et cosmochim. acta. 1977. Vol. 41. P. 425—430.
- Barghoorn E.S., Meinschen W.G., Schopf I.W. Paleobiology of Precambrian shale // Science. 1965. N 148. P. 461—472.
- Barghoorn E.S., Tyler S.A. Microorganisms from the Gunflint Chert // Ibid. Vol. 2. P. 147—148.
- Belsky T., Johns R., McCarthy E. et al. Evidence of life in a sediment two and half billion years old // Nature. 1965. Vol. 206. P. 394—408.
- Bondesen E., Pedersen K.R., Irgensen O. Precambrian organisms and isotopic composition of organic

- remains in the Ketilidian of South-West Greenland // *Medd. Greenland*. 1967. Vol. 179(4). P. 84—96.
- Bridgwater D., Allart J.H., Schopf J.W.* et al. Microfossil-like objects from the Archaean of Greenland: a cautionary note // *Nature*. 1981. N 289. P. 51—56.
- Brooks J., Shaw G.* Relationship of kerogen and sporopollenin // *Nature*. 1970. N 227. P. 195—196.
- Calvin M.* Chemical evolution. Oxford: Clarendon press, 1969.
- Cameron E.M., Garrels R.M.* Geochemical compositions of some Precambrian shales from the Canadian shield // *Chem. Geol.* 1980. Vol. 28, N 3. P. 181—197.
- Choquette P.W.* Petrology and structure of the Cockeysville formation (pre-silurian) near Baltimore, Maryland // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1960. N 7. P. 126—137.
- Cloud P.F., Gruner J.W., Hagen H.* Carbonaceous rocks of the Soudan iron formation // *Science*. 1965. Vol. 143. P. 372—381.
- Craig H.* The geochemistry of the stable carbon isotopes // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1953. Vol. 3. P. 53—92.
- De Souza N.J., Nes W.R.* Sterols: isolation from a blue-green alga // *Science*. 1968. Vol. 162. P. 363.
- Degens E.T.* Biogeochemistry of stable carbon isotopes // *Organic geochemistry* / Ed. G. Eglinton, M.T. Murphy. B.: Springer, 1969. P. 304—329.
- Degens E.T., Behrendt M., Gotthardt B., Reppman E.* Metabolic fractionation of carbon isotopes in marine plankton. II. Data on samples collected off the coasts of Peru and Ecuador // *Deep-Sea Res.* 1968. Vol. 15, N 1. P. 11—20.
- Diessel C.F., Offler R.* The relationship between graphite rank and metamorphic grade in the Mount Lofty Ranges, South Australia // *Search*. 1973. Vol. 4. P. 497—499.
- Diessel C.F., Offler R.* Change in physical properties of coalified and graphitised phytoclasts with grade of metamorphism // *Neues Jb. Miner. Monatsh.* 1975. N 1. P. 11—25.
- Dungworth G., Schwartz A.W.* Kerogen isolated from the Precambrian of South chromatography // *Advances in organic geochemistry* / Ed. H.R. van Gaerthner, H. Wehner. Oxford: Pergamon press, 1971. P. 699—706.
- Eichmann R., Schidlowski M.* Isotopic composition of carbonaceous matter from the Precambrian uranium deposits of the Blind River district, Canada // *Naturwissenschaften*. 1974. Vol. 61. P. 449—450.
- Eichmann R., Schidlowski M.* Isotopic fractionation between coexisting organic carbon-carbonate pairs in Precambrian sediments // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1975. Vol. 39. P. 585—595.
- Fiebigler W.* Organische Substanzen in Präkambrischen Itabiriten und deren Nebengesteinen // *Geol. Rdsch.* 1975. Vol. 64. P. 641—652.
- Fox S., Dose K.* Molecular evolution and the origin of life. San Francisco: Freeman, 1972. 193 p.
- Galimov E.M.* $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ in kerogen // *Kerogen* / Ed. B. Durand. P.: Ed. Technip, 1980. P. 271—299.
- Gavelin S.* Variations in isotopic composition of carbon from metamorphic rocks in northern Sweden and their geological significance // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1957. Vol. 12. P. 297—314.
- Glikson A.Y.* Archean geosynclinal sedimentation near Kalgoorlie, Western Australia // *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.* 1971. Vol. 3. P. 443—460.
- Glikson A.Y.* Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstones; significance of data from shields of the Southern Hemisphere // *The early history of the Earth* / Ed. B.F. Windley. N.Y.: Wiley, 1976a. P. 257—277.
- Glikson A.Y.* Earliest Precambrian ultramafic a volcanic rocks: ancient oceanic crust or relic terrestrial maria? // *Geology*. 1976b. Vol. 3, N 4. P. 201—205.
- Goodwin A.M.* Structure, stratigraphy and origin of Iron Formations, Michipicoten Area, Algoma District Ontario, Canada // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1962. Vol. 8, N 73. P. 561—586.
- Gross G.A.* Geology of iron deposits in Canada. Ottawa, 1965. Vol. 1. P. 232—238. (*Geol. Surv. Canada Econ. Geol. Rep.*; N 22).
- Hahn J.* Eine gaschromatographische Methode zur schnellen Charakterisierung der organischen Substanz von Bohrkernen und anderen Sedimentproben. Erdöl und Kohle—Erdgas—Petrochemie, anderen Sedimentproben // *Erdöl und Kohle—Erdgas—Petrochem.* 1970. Vol. 23. P. 790—792.
- Harrington J.S., Cilliers J.J., Le R.* A possible origin of the primitive oils and amine acids isolated from amphibole asbestos and banded ironstone // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1963. Vol. 27. P. 411—418.
- Hodgson G.W., Hitchon B., Taguchi J.* et al. Geochemistry of Porphyrins, Chlorins and Polycyclic aromatics in soils, sediments and sedimentary rocks // *Ibid.* 1968. Vol. 32. P. 737—772.
- Hoefs J., Schidlowski M.* Carbon isotope composition of carbonaceous matter from the Precambrian of the Witwatersrand system // *Science*. 1967. Vol. 155. P. 1096—1097.
- Hoering T.C.* The organic geochemistry of Precambrian rocks // *Research in geochemistry* / Ed. P.H. Abelson. N.Y.: Wiley, 1967. Vol. 2. P. 87—111.
- Hoering T.C.* Molecular fossils from the Precambrian Nonesuch Shale // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1976. Vol. 75. P. 806—813.
- Hollerbach A., Welte D.H.* Über Sterane und Triterpane in Erdölen und ihre phylogenetische Bedeutung // *Naturwissenschaften*. 1977. Vol. 64. P. 381—382.
- Holzer G., Oro J., Tornable T.G.* Gas chromatographic-mass spectrometric analysis of neutral lipids from methanogenic and thermoacidophilic bacteria // *J. Chromatogr.* 1979. Vol. 186. P. 873—887.
- Hunt J.M.* Distribution of carbon in crust of the Earth // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1972. Vol. 56. P. 2273—2277.
- Jackson T.A., Fritz A.P., Drimmie R.* Stable carbon isotope ratios and chemical properties of kerogen and extractable organic matter in Pre-Phanerozoic and Phanerozoic sediments — their interrelations and possible paleobiological significance // *Chem. Geol.* 1978. Vol. 21, N 7. P. 335—350.
- James H.L.* Sedimentary facies of the iron formation // *Econ. Geol.* 1954. Vol. 1, N 3. P. 49—50.
- Jeffery P.M., Compston W., Greenhalgh D., Laeter J.* On the carbon-13 abundance of limestone and coal // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1955. Vol. 7. P. 328—334.
- Johns R.R., Belsky T., McCarthy E.D.* et al. The organic

- chemistry of ancient sediments. Pt 2 // *Ibid.* 1966. Vol. 30. P. 1191—1222.
- Knoll A.H., Barghoorn E.S. A Gunflint — type flora from the Duck Creek dolomite, Western Australia // *Chemical evolution of the Precambrian: College Park Colloq. Chem. Evolution. College Park (Md.)*, 1975. P. 61.
- Kwiecinska B. Mineralogy of natural graphites // *Pr. miner.* 1980. Vol. 67. P. 87.
- Landergrén S. Preliminary note on the isotopic composition of carbon in some Swedish rocks // *Geol. fören. Stockholm förhandl.* 1957. Vol. 79. P. 374—382.
- Landis C.A. Graphitisation of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1971. Vol. 30, N 1. P. 34—45.
- Lawless J.G. Amino acids in the Murchison meteorite // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1973. Vol. 37. P. 272—276.
- Leventhal J.S., Suess S.E., Cloud P. Nonprevalance of biochemical fossils in kerogen from Pre-Phanerozoic sediments // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA.* 1975. Vol. 72. P. 4706—4710.
- Mars K.E. A preliminary investigations on the relative abundance of the carbon isotopes in Swedish rocks // *J. Geol.* 1951. Vol. 59, N 2. P. 71—80.
- McGregor V.R. The early Precambrian geology of the Godthaab district, West Greenland // *Philos. Trans. Roy. Soc. London. A.* 1973. Vol. 273. P. 343—358.
- McKirdy D.M. Organic geochemistry in Precambrian research // *Precamb. Res.* 1974. N 1. P. 75—137.
- McKirdy D.M. Biochemical markers in stromatolites // *Stromatolites / Ed. M. Walter. Amsterdam: Elsevier*, 1976. P. 163—191.
- McKirdy D.M. Diagenesis of microbial organic matter: a geochemical classification and its use in evaluating the hydrocarbon-generating potential of Proterozoic and Lower Palaeozoic sediments, Amadens Basin, Central Australia: Ph.D. Thes. Geol. Dep. Austral. Nat. Univ. Canberra, 1977. P. 37—40.
- McKirdy D.M., Hahn J.H. The composition of kerogen and hydrocarbons // *Mineral deposits and evolution of the biosphere / Ed. H.D. Holland, M. Schidlowski. Dahlem Conf. B.; Heidelberg; N.Y.: Springer*, 1982. P. 123—154.
- McKirdy D.M., Kantsier A.J. Oil geochemistry and potential source rocks of the Officer Basin, South Australia // *Austral. Petrol. Explor. Assoc. J.* 1980. Vol. 20(1). P. 68—86.
- McKirdy D.M., McHugh D.J., Tardiff J.M. Comparative analysis of stromatolitic and other microbial kerogens by pyrolysis—hydrogenation—gas chromatography (PHGC) // *Biogeochemistry of Ancient and modern environments. Canberra: Austral. Acad. Sci.*, 1980. P. 187—200.
- McKirdy D.M., Powell T.G. Metamorphic alteration of carbon isotopic composition in ancient sedimentary organic matter: new evidence from Australia and South Africa // *Geology*. 1974. Vol. 2. P. 591—595.
- Michot P. La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre // *Ann. Soc. Geol. Belgique*. 1956. N 80. P. 81—98.
- Nagy B. Investigations of the Orgueil carbonaceous meteorite // *Geol. fören Stockholm förhandl.* 1966. Vol. 88, N 2.
- Nagy B., Nagy L.A. Investigation of the Early Precambrian overwacht sedimentary rocks in South Africa // *Organic geochemistry. N.Y.: Springer*, 1970. P. 92—114.
- Oberlies F., Prashnowsky A. Biogeochemische und elektronen—mikroskopische Untersuchung präkämbrischer Gesteine // *Naturwissenschaften*. 1968. N 55. P. 1191—1203.
- Oehler J.H. Irreversible contamination of Precambrian kerogen by ¹³C-labelled organic compounds // *Precamb. Res.* 1977. N. 4. P. 284—298.
- Oehler D.Z., Schopf J.W., Kvenvolden K.A. Carbon isotopic studies of organic matter in Precambrian rocks // *Science*. 1972. Vol. 175. P. 1246—1248.
- Oehler D.Z., Smith J.W. Isotopic composition of reduced and oxidized carbon in Early Archaean rocks from Isua, Greenland // *Precamb. Res.* 1977. Vol. 5. P. 221—228.
- O'hEocha C. Spectral properties of the Phycobilins. 1. Phycocyanobilin // *Biochemistry*. 1963. Vol. 2. P. 375—382.
- Oro J., Nooner D.W. Aliphatic hydrocarbon in Precambrian rocks // *Nature*. 1967. Vol. 213. P. 39—46.
- Peltola E. On the black schists in the Ontokumpu region in Eastern Finland // *Bull. Commiss. Geol. Finl.* 1960. N 192. 174 p.
- Peltola E. On some geochemical features in the black schists in the Ontokumpu area, Finland // *Bull. Geol. Soc. Finl.* 1968. Vol. 40. P. 74—90.
- Perry E.C.(Jr.), Ahmad S.N. Carbon isotope composition of graphite and carbonate minerals from 3,8—AE metamorphosed sediments, Isukasia, Greenland // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 36. P. 280—284.
- Pflug H.D. Yeast-like microfossils detected in oldest sediments of the Earth // *Naturwissenschaften*. 1978. Vol. 65. P. 611—615.
- Philp R.P., Van de Meet D. Characterization of Precambrian kerogens by analytical pyrolysis // *Precamb. Res.* 1983. Vol. 20. N 1. P. 3—16.
- Ponnamperuma C. The origins of life. N.Y.: Dutton, 1972. 203 p.
- Prashnowsky A., Schidlowski M. Investigation of Precambrian thucholite // *Nature*. 1967. Vol. 216. P. 113—122.
- Rankama K. New evidence of the origin of Pre-Cambrian carbon // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1948. Vol. 59. P. 71—94.
- Rankama K. The isotopic composition of carbon in ancient rocks as an indicator of its biogenic origin // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1954. Vol. 5. P. 39—47.
- Reitz R.C., Hamilton J.C. The isolation and identification of two sterols from two species of blue-green algae // *Comp. Biochem. Physiol.* 1968. Vol. 25. P. 401—416.
- Rutten M.G. The origin of life by natural causes. Amsterdam; L.; N.Y.: Elsevier, 1971. 411 p.
- Sackett W.M., Eckulman M.R., Bender W.L., Be A.W.H. Temperature dependence of carbon isotope composition in marine plankton and sediments // *Science*. 1965. Vol. 148. P. 235—237.
- Salop L.J. Precambrian of the USSR // *Proc. XXIII Intern. Geol. Congr. Praha*, 1968. Vol. 4. P. 61—73.

- Salop L.J., Travin L.V. Archean stratigraphy in central part of the Aldan Shield // Intern. Geol. Rev. 1972. Vol. 14. P. 29—40.
- Schidlowski M. Probable life forms from the Pre-Cambrian of the Witwatersrand system (South Africa) // Nature. 1965. Vol. 205. P. 638—647.
- Schidlowski M. Critical remarks on a postulated genetic relationship between Pre-Cambrian Thuchelita and Boghead Coal // Organic geochemistry. N.Y.: Springer, 1970. P. 74—88.
- Schidlowski M. Content and isotopic composition of reduced carbon in sediments // Mineral deposits and the evolution of the biosphere / Ed. H. Holland, M. Schidlowski: Dahlem Conf. B.; Heidelberg; N.Y.: Springer, 1982. P. 103—122.
- Schidlowski M., Appel P.W.U., Eichmann R., Junge C.E. Carbon isotope geochemistry of the 3.1×10^9 -yr-old Archean carbon and oxygen cycles // Geochim. et cosmochim. acta. 1979. Vol. 43. P. 189—199.
- Schidlowski M., Hayes J.M., Kaplan J.R. Isotopic inferences of ancient biochemistries // Origin and evolution of the Earth's earliest biosphere / Ed. J.W. Schopf. Princeton (N.Y.): Princeton Univ. press, 1981. P. 118—131.
- Schopf J.W., Walter M.R. Origin and early evolution of Archean microfossils and cyanobacteria: the geological evidence // The biology of Cyanobacteria. Berkeley: Univ. Calif. press, 1982. P. 543—564.
- Scott W.M., Modzeleski V.E., Nagy B. Pyrolysis of early Precambrian Onverwacht organic matter ($3 \cdot 10^9$ yr old) // Nature. 1970. Vol. 225. P. 1129—1130.
- Sederholm J.J. Geologisk översiktskarta över Finland. Tammerfors: Beskr. till bergartskart. 1911. Bd. 2. Abstr. Pap. Joint Meet. IGCP Projects 157 and 160. Mexico, 1982. P. 31—32.
- Sklarew D.S., Nagy B. 2,5-Dimethyl-furan from 2.7×10^9 -yr-old Rupermba-Belingwe stromatolite, Rhodesia; potential evidence for remnants of carbohydrates // Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 1979. Vol. 76. P. 10—14.
- Smith B.N., Epstein S. Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios for higher plants // Plant Physiol. 1971. Vol. 47. P. 380—384.
- Smith J.W., Schopf J.W., Kaplan J.R. Extractable organic matter in Precambrian cherts // Geochim. et cosmochim. acta. 1970. Vol. 34. P. 675—695.
- Swain F.M., Blumentals A., Prokopovich N. Bituminous and other organic substances in the Pre-Cambrian of Micceseta // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1958. Vol. 42. P. 311—319.
- Tornabine T.G., Langworthy T.A. Diphytanyl and dibiphytanyl glycerol ether lipids of methanogenic archaeobacteria // Science. 1978. Vol. 203. P. 51—53.
- Tyler S.A., Barghoorn E.S. Occurrence of structurally preserved plants in Pre-Cambrian rocks of Canadian shield // Science. 1954. 119 p.
- Tyler S.A., Barghoorn E.S., Barret L.P. Anthracitic coal from Pre-Cambrian upper Huronian Black shale of the Iron River District, Northern Michigan // Bull. Geol. Soc. Amer. 1957. Vol. 68, N 10. P. 1293—1304.
- Van de Meet D., Brown S.C., Philip R.P., Simoneit B.R. Pyrolysis-high resolution gas chromatography — mass spectrometry of kerogens and kerogen precursors // Geochim. et cosmochim. acta. 1980. Vol. 44. P. 999—1013.
- Vassoevich N.B. et al. // Congr. Mundial dol petrol. Mexico, 1967. P. 53—58.
- Veizer V. Epeirogeny, orogeny and the tectonic development of the Kaapvaal basin, Southern Africa // Geol. Rdsch. 1976. Vol. 65. P. 333—360.
- Veizer J., Holser W.T., Wilgus C.K. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variations // Geochim. et cosmochim. acta. 1980. Vol. 44. P. 579—587.
- Walter M.R., Buick R., Dunlop J.S. Stromatolites 3.400—3.500 myr old from the North Pole area, Western Australia // Nature. 1980. Vol. 284. P. 443—445.
- Walter M.R., Goode A.D., Hall W.D. Microfossils from a newly discovered Precambrian stromatolitic iron formation in Western Australia // Ibid. 1976. Vol. 261. P. 221—223.
- Whelan T., Sackett W.M., Benedect C.R. Carbon isotope discrimination in a plant possessing the C_4 dicarboxylic acid pathway // Biochem. and Biophys. Res. Commun. 1970. Vol. 41, N 5. P. 1205—1210.
- Windley B.F. Crustal development in the Precambrian // Philos. Trans. Roy. Soc. London. A. 1973. Vol. 273. P. 321—341.
- Wontka J.F. Organisch-geochemische Untersuchungen an präkambrischen Stromatolithen—Kalken und deren Nebengesteinen: Thes. Dep. Geosci. Johannes-Gutenberg-Universität Mainz F.R.G., 1979. P. 39—44.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Экзогенные и биолитогенные образования в докембрии.....	5
Осадочные породы.....	6
Биолитогенные образования.....	14
Глава вторая	
Основные типы углеродистых ассоциаций в докембрии.....	16
Некоторые вопросы истории исследования.....	16
О формационном анализе осадочно-метаморфических комплексов в докембрии.....	17
Основные типы углеродистых ассоциаций.....	18
Главнейшие литологические особенности основных типов углеродистых ассоциаций.....	25
Глава третья	
Органическое вещество в докембрии.....	26
Основные состояния нахождения органического вещества в углеродсодержащих породах.....	26
Критерии генетической природы органического вещества.....	27
О проблеме потерь органического вещества в геологических процессах	28
Глава четвертая	
Твердое углеродистое вещество углеродсодержащих осадочно-метаморфических пород докембрия.....	30
Морфогенетические типы твердого углеродистого вещества.....	30
Некоторые физические параметры состояния твердого углеродистого вещества.....	33
Химический состав твердого углеродистого вещества.....	38
Изотопный состав твердого углеродистого вещества.....	40
Распространенность и масса биогенного углерода в осадочно-метаморфических породах докембрия.....	43
Глава пятая	
Экстрагируемое связанное углеродистое вещество (битумоиды) углеродсодержащих осадочно-метаморфических пород докембрия.....	44
Общие закономерности нахождения и состава битумов в породах.....	45
Геохимия битумов и основные черты поведения их при метаморфизме.....	47
Глава шестая	
Экстрагируемое свободное органическое вещество (аминокислоты, углеводы, сахара, органические пигменты: порфирины, фикобилины) углеродсодержащих осадочно-метаморфических пород докембрия.....	55
Аминокислоты.....	55
Углеводы (сахара).....	56
Органические пигменты: порфирины, фикобилины.....	57
Глава седьмая	
Нерастворимое (остаточное) органическое вещество углеродсодержащих осадочно-метаморфических пород докембрия.....	58
Предметаморфическая история керогена и ДБК.....	58
Состав и структура докембрийских остаточных керогенов	59
Изотопия докембрийских керогенов	63
Керогены (ДБК) при метаморфизме.....	65
Глава восьмая	
Газообразное углеводородное вещество углеродсодержащих осадочно-метаморфических пород докембрия.....	66
Оклюдированные углеводородные газы.....	66
Адсорбированные углеводородные газы.....	69

Глава девятая	
Эволюция биолитогенных процессов в докембрии.....	71
Периодичность глобальных эпох накопления углеродсодержащих пород	73
Углеродонакопление в докембрии в свете эволюции "живых систем" и геологических факторов.....	75
О возможном термодинамическом контроле эволюции биосистем в докембрии в связи с эволюцией режима CO ₂ в атмосфере.....	78
Эволюция углеродистых ассоциаций.....	80
Основные тренды эволюции органической субстанции в геологической истории докембрия.....	81
Эволюция во времени распространенности остаточного биогенного углерода.....	82
Эволюция углеводородообразования.....	82
О настоящей и бывшей массе органического вещества в дофанерозойской осадочно-метаморфической оболочке Земли.....	84
Глава десятая	
Биолитогенные процессы в докембрии и некоторые общие проблемы геологии.....	85
О едином биогеологическом процессе формирования сыпья земной коры.....	86
Об эволюционном месте и значении биолитогенных процессов в планетогенезе.....	88
Биосфера в геологической истории Земли.....	91
Заключение.....	93
Литература.....	94

CONTENTS

Introduction.....	3
Chapter one	
Precambrian exogenous and biolithological complexes.....	5
Sedimentary rocks	6
Biolithological.....	14
Chapter two	
Basic types of Precambrian carbonaceous assemblages.....	16
Some questions historical aspects vestigations.....	16
On the formational analysis of Precambrian sedimentary-metamorphic complexes	17
Basic types of carbonaceous assemblages	18
Principal lithological peculiarities in basic types of carbonaceous assemblages.....	25
Chapter three	
Precambrian organic matter.....	26
Main formes of carbonaceous matter in carbon-bearing rocks	26
The criteria of genetic nature of organic matter.....	27
The organic matter lossws in geologic processes	28
Chapter four	
Solid carbonaceous matter of Precambrian carbon-bearing sedimentary-metamorphic rocks..	30
Morphogenetic types of solid carbonaceous matter.....	30
Some physical state parameters of solid carbonaceous matter	33
Chemical composition of solid carbonaceous matter.....	38
Isotopical composition of solid carbonaceous matter.....	40
Biogenous carbon distribution and mass in Precambrian sedimentary-metamorphic rocks	43

Chapter five	
Extracted carbonaceous matter (bitumen) in Precambrian carbon-bearing sedimentary-metamorphic rocks.....	44
General regularities of bitumen occurrence and composition rocks.....	45
Geochemistry of bitumen and main characteristics of their behavior during metamorphism.....	47
Chapter six	
Extracted organic matter (aminoacids, carbohydrates, sugars, organic pigments: porphyrin, phycoblylin) in Precambrian carbon-bearing sedimentary-metamorphic rocks.....	55
Aminoacids.....	55
Carbohydrates (sugars).....	56
Organic pigments: porphyrin, phycoblylin.....	57
Chapter seven	
Insoluble (detrital) organic matter in Precambrian carbon-bearing sedimentary-metamorphic rocks.....	58
Pre-metamorphic history of kerogen and insoluble organic matter.....	58
Composition and structure of Precambrian detrital kerogens (insoluble organic matter).....	59
Isotopic composition of Precambrian kerogens (insoluble organic matter).....	63
Kerogens (insoluble organic matter) during metamorphism	65
Chapter eight	
Gaseous hydrocarbon matter in Precambrian carbon-bearing sedimentary-metamorphic rocks.....	66
Occluded hydrocarbon gases.....	66
Adsorbed hydrocarbon gases	69
Chapter nine	
Precambrian evolution of biolithological processes.....	71
The recurrence and global "epochs" of carbon-bearing rocks accumulation	73
Precambrian carbon accumulation in the light of "live systems" evolution and geological factors.....	75
On possible thermodynamic control of the Precambrian biosystems evolution in relation with that of the atmospheric CO ₂ regime.....	78
The evolution of carbonaceous assemblages	80
Main evolutionary trends in Precambrian geologic history of the organic substance proper.....	81
Temporal evolution of detrital biogenous carbon distribution	82
The evolution of hydrocarbon generation.....	82
The recent and ancient mass of organic matter in the Precambrian sedimentary-metamorphic earth's cover.....	84
Chapter ten	
Precambrian biolithological processes and some general problems of geology.....	85
On the single biogeological process of the earth's crustial generation and evolution.....	86
Bolithological processes: their position in the evolution and significance for planetogenesis.....	88
Role of biosphere in the Earth's geologic history	91
Conclusion.....	93
References.....	94

Научное издание

СИДОРЕНКО Светлана Александровна

**ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО
И БИОЛИТОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ
В ДОКЕМБРИИ**

Труды, вып. 463

*Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор М.А. Яценко
Художник А.Г. Кобрин
Художественный редактор В.Ю. Яковлев
Технический редактор Г.И. Астахова
Корректор З.Д. Алексева

Набор выполнен в издательстве
на компьютерной технике

ИБ № 48544

Подписано к печати 15.11.90

Формат 70×100 1/16

Бумага офсетная № 1. Гарнитура Сов. Кириллица

Печать офсетная. Усл. печ. л. 8,5+0,7 вкл. Усл. кр.-отт. 9,7

Уч.-изд. л. 10,2. Тираж 600 экз. Тип. зак. 950

Цена 2 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени
Издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

